

ISSN 0869-5903

Том 32, Номер 6

Ноябрь - Декабрь 2024



# ПЕТРОЛОГИЯ



Журнал теоретической, экспериментальной и прикладной петрологии, включая петрологию рудовмещающих и продуктивных толщ и сопряженные проблемы наук о веществе Земли и планет.



НАУКА  
— 1727 —

# СОДЕРЖАНИЕ

---

Том 32, номер 6, 2024

---

|                                                                                                                                                                                                                                                                                           |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| О.А. Богатилов 15.12.1934—01.03.2022                                                                                                                                                                                                                                                      | 646 |
| Гранитоидные интрузии на краю Курского блока как часть палеопротерозойской кислой крупной изверженной провинции Восточной Сарматии<br><i>К. А. Савко, А. В. Самсонов, Е. Х. Кориш, А. Н. Ларионов, Е. Б. Сальникова, А. А. Иванова, Н. С. Базиков, С. В. Цыбуляев, М. В. Червяковская</i> | 647 |
| Петрогенезис гранитоидов крупных калических изверженных провинций (Центральная и Северо-Восточная Азия)<br><i>А. А. Цыганков, Г. Н. Бурмакина, П. Д. Котлер</i>                                                                                                                           | 679 |
| Раннемезозойские бимодальные вулканические ассоциации Центральной Монголии: к истории формирования Хэнтейского сегмента Монголо-Охотского пояса<br><i>В. В. Ярмолук, А. М. Козловский, В. М. Саватенков, А. С. Новикова, Ц. Оюунчимэг</i>                                                 | 710 |
| Калиевый щелочной вулканизм вулкана Алаид (Курильские острова): роль субдукционного меланжа в магмогенезисе<br><i>Ю. А. Мартынов, В. А. Рашидов, С. И. Дриль</i>                                                                                                                          | 735 |
| Авторский указатель за 2024 г.                                                                                                                                                                                                                                                            | 752 |



Настоящий выпуск журнала посвящен памяти Олега Алексеевича Богатикова, выдающегося советского и российского петролога, академика РАН, долгие годы возглавлявшего редколлегия журнала «Петрология», вначале в качестве заместителя главного редактора (1993–2007 гг.), а затем в качестве главного редактора (2007–2018 гг.).

О.А. Богатиков родился 15 декабря 1934 г. в семье начальника управления Коунрадского рудника. В 1952 г. поступил в Московский геологоразведочный институт им. С. Орджоникидзе, окончив который в 1957 г., он начал свою трудовую деятельность в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, где и работал до конца своих дней. Здесь О.А. Богатиков прошел большой путь от лаборанта до заведующего отделом и лабораторией, здесь он сложился как исследователь и организатор науки.

Научные интересы Олега Алексеевича были чрезвычайно разнообразны и охватывали широкий спектр фундаментальных проблем изучения не только отдельных магматических формаций, но и общие вопросы эволюции магматизма в истории Земли и его связи с процессами геодинамики и рудообразования. Широко используя комплекс современных методов исследования, особенно геохронологических и изотопно-геохимических, он получил ряд фундаментальных результатов, которые стали заметным вкладом в современную петрологию. Мы далеки от того, чтобы все их перечислить. Отметим лишь некоторые из них, наиболее контрастно отражающие его интересы и направления исследований. В 70-е годы научные интересы О.А. Богатикова были связаны с проблемой анортозитов. В пределах СССР он выделил семь анортозитовых провинций: Кольскую, Прибалтийскую, Уральскую, Украинскую, Волго-Уральскую, Анабарскую, Охотскую. Собранные материалы послужили основой для публикации монографии «Анортозиты СССР» (1974 г.) и защиты ученой степени доктора геолого-минералогических наук (1975 г.). Он был одним из тех, кто сформулировал и развил представления о первично-базитовой коре Земли, под его руководством были выполнены изотопные и геохронологические исследования первичного магматизма Земли и впервые получены древнейшие (на то время) в мире радиологические датировки основных пород (~4.0 млрд лет). Им же были проведены исследования современного островодужного магматизма и показана важная роль субдуцированного осадочного материала в образовании андезитов, полученные результаты позволили рассмотреть вопросы роста континентальной коры

за счет переработки океанической коры в зонах конвергентных границ. О.А. Богатиков был среди пионеров в исследовании крупной Архангельской алмазоносной провинции и являлся автором обобщающей монографии по кимберлитам этой провинции. Интересы О.А. Богатикова распространялись и за пределы Земли. Он являлся инициатором исследований лунного грунта в ИГЕМ РАН, результаты его исследований внесли существенный вклад в изучение лунных горных пород, а также эндогенных и экзогенных процессов на Луне.

Наиболее значительным событием в научном творчестве О.А. Богатикова стало создание семитомной фундаментальной монографии «Магматические горные породы» (1983–1987 гг.), где он выступил в роли инициатора, автора и главного редактора. В этой серии книг впервые в мировой литературе были обобщены данные по классификации, номенклатуре, петрографии, петрохимии и геохимии существующих на земле видов магматических пород. В ней были рассмотрены вопросы положения разных по составу магматических пород в геологических структурах и в геологическом времени, определены тренды в эволюции магматизма в разных геодинамических обстановках и в истории Земли, установлены связи магматизма с процессами рудообразования. Недаром это монографическое издание петрографы России рассматривают в качестве энциклопедии магматизма.

В настоящем номере журнала собраны статьи, тематика которых перекликается с научными интересами О.А. Богатикова. В статье А.К. Савко с соавторами рассмотрены вопросы раннедокембрийского магматизма Воронежского кристаллического массива, в статье Ю.А. Мартынова и др. обсуждается проблема образования калиевого щелочного магматизма в островных дугах и делается вывод об участии в источнике магм субдуцированного материала. В статье А.А. Цыганкова рассматриваются вопросы, связанные с образованием гигантских гранитоидных батолитов, показано, что различия в их строении в значительной степени обусловлены особенностями состава догранитного фундамента, а также природой и механизмами теплового воздействия на нижние и средние горизонты континентальной коры. В статье В.В. Ярмолюка с соавторами рассмотрены вопросы эволюции магматизма, протекавшего на постколлизийном этапе формирования западного сектора Монголо-Охотского пояса. Сделан вывод, что смена условий магмообразования была вызвана деформацией кия орогена, сопровождавшейся подъемом астеносферы и ее участием в магмообразовании.

Круг проблем, рассмотренных в представленных статьях, достаточно широк, и, тем не менее, он далек от того, чтобы отразить весь спектр научных интересов О.А. Богатикова. В то же время представленные в них результаты развивают те идеи, которые разрабатывались им очень активно. Поэтому мы рассматриваем статьи настоящего выпуска журнала «Петрология» как дань памяти О.А. Богатикову и как знак уважения к его научным заслугам.

*Редколлегия журнала «Петрология»*

УДК 552.3

## ГРАНИТОИДНЫЕ ИНТРУЗИИ НА КРАЮ КУРСКОГО БЛОКА КАК ЧАСТЬ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ КИСЛОЙ КРУПНОЙ ИЗВЕРЖЕННОЙ ПРОВИНЦИИ ВОСТОЧНОЙ САРМАТИИ<sup>1</sup>

© 2024 г. К. А. Савко<sup>a, b\*</sup>, А. В. Самсонов<sup>b</sup>, Е. Х. Кориш<sup>a</sup>, А. Н. Ларионов<sup>c</sup>, Е. Б. Сальникова<sup>d</sup>,  
А. А. Иванова<sup>d</sup>, Н. С. Базинов<sup>a</sup>, С. В. Цыбуляев<sup>a</sup>, М. В. Червяковская<sup>e</sup>

<sup>a</sup>Воронежский государственный университет, Воронеж, Россия

<sup>b</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

<sup>c</sup>Центр изотопных исследований Всероссийского геологического института им. А.П. Карпинского,  
Санкт-Петербург, Россия

<sup>d</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

<sup>e</sup>Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УО РАН, Екатеринбург, Россия

\*e-mail: ksavko@geol.vsu.ru

Поступила в редакцию 05.04.2024 г.

После доработки 30.05.2024 г.

Принята к публикации 10.06.2024 г.

На восточной окраине архейского Курского блока Сарматии широко проявлен палеопротерозойский диорит-гранодиоритовый магматизм с возрастом 2.04–2.08 млрд лет. Гранитоиды интрузивных массивов являются метаглиноземистыми известково-щелочными породами I-типа, обогащены несовместимыми элементами (LILE и LREE), с отрицательными Ti-, P- и Nb-аномалиями. Они характеризуются широким диапазоном отрицательных значений  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  в породах и  $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$  в цирконах и глубин зарождения расплавов с гетерогенными архейскими нижнекоревыми базитовыми источниками. Наиболее низкорadiогенные древние коровые источники имеют диориты. Гранодиориты имеют палео- и мезоархейские и более ювенильные неархейские источники. Причиной интенсивного магматизма с возрастом около 2.06 млрд лет был подъем астеносферной мантии при разрушении пододвинутой океанической плиты в результате пологой субдукции. Ее разрушение и мафический андерплэйтинг привели к внутрикоровому плавлению в верхней плите, состоящей из спаянных в результате предшествовавшей аккреции разновозрастных фрагментов архейской и палеопротерозойской коры. Диорит-гранодиоритовые магмы образовались в разноглубинных очагах плавления в древней архейской коре на окраине Курского блока с вовлечением в источники расплавов фрагментов палеопротерозойской литосферы Восточно-Сарматского орогена.

**Ключевые слова:** палеопротерозой, Курский блок, диорит-гранодиоритовый магматизм, нижнекоревые источники

**DOI:** 10.31857/S0869590324060018 **EDN:** ACOFBL

### ВВЕДЕНИЕ

Роль тектоники литосферных плит в раннем докембрии обсуждается уже многие десятилетия, но до сих пор остается предметом острых дискуссий (Sawood et al., 2018). Большинство исследователей согласны, что тектоника литосферных плит, близкая к фанерозойской, начала действовать во второй половине палеопротерозоя. Это нашло

отражение в международной шкале геологического времени, в которой выделена оросирианская эра (2050–1800 млн лет) (Shields et al., 2021), отражающая глобальные орогенические события в период формирования первого в истории Земли суперконтинента Колумбия/Нуна. Орогены этого периода известны в составе всех раннедокембрийских кратонов, и их изучение дает обширную информацию об особенностях тектоники, магматизма, осадконакопления и метаморфизма в конвергентных обстановках палеопротерозойского времени. Наряду с очевидным прогрессом, детализация

<sup>1</sup>Дополнительные материалы размещены в электронном виде по doi статьи.



и палеопротерозойских источников, и их формирование связывается с обстановками либо активной окраины (Щипанский и др., 2007), либо с постколлизийным распадом орогена (Петракова и др., 2022; Terentiev et al., 2020).

Тимской террейн включает одноименную рифтогенную структуру и ее восточное обрамление и располагается на краю Курского блока. Долгое время Тимская структура рассматривалась как внутриконтинентальный рифт (Савко и др., 2017), а в последние годы интерпретируется как задуговый бассейн, сформированный около 2.1 млрд лет назад (Цыбуляев и др., 2021). Отличительной особенностью Тимского террейна является разнообразие интрузивных комплексов с возрастом около 2.06 млрд лет, включая габброиды (Альбеков и др., 2012; Савко и др., 2022), карбонатит-щелочно-ультраосновные массивы (Савко и др., 2024; Savko et al., 2023) и широко развитые и разнообразные по составу гранитоиды (Савко и др., 2014б), данные по которым на сегодня очень ограничены.

По составу и взаимному расположению близких по возрасту террейнов, представленных последовательно (с востока на запад) комплексами аккреционной осадочной призмы, аккретированных островных дуг и активной окраины и задугового бассейна, Восточно-Сарматский ороген достаточно аргументированно рассматривается как полный аналог фанерозойских аккреционных или коллизийных орогенов (Щипанский и др., 2007; Shchipansky, Kheraskova, 2023). Диссонанс в эту, казалось бы, стройную и логичную тектоническую модель вносят широко распространенные кислые магматические комплексы, которые представлены во всех террейнах, имеют близкую геолого-структурную посттектоническую позицию по отношению к супракrustальным комплексам и близкие изотопные возрасты около 2.06 млрд лет, но отличаются по составу, изотопно-геохимическим характеристикам, и рассматриваются разными исследователями в привязке к разным тектоническим обстановкам.

Мы провели детальное геохронологическое и петрологическое изучение гранитоидов стойло-николаевского комплекса Тимского террейна. Полученные данные расширяют список интрузивного магматизма (~2.06 млрд лет) в Восточной Сарматии и привлекаются для обсуждения различных возможных сценариев этого масштабного магматического события.

Впервые гранодиориты и диориты в Тимском террейне были объединены в стойло-николаевский комплекс Н.И. Голивкиным в 1962 г. (Голивкин, 1962). Разные исследователи включали в состав стойло-николаевского комплекса и основные интрузивные породы (Крестин, Леоненко, 1978; Чернышов и др., 1983). Считалось, что все

интрузивные породы Тимского террейна от кислого до основного состава образовались из одного магматического очага, а их разнообразие обусловлено многократностью внедрения продуктов дифференциации магмы (Голивкин, 1962). Основные интрузии изолированы от гранодиоритовых, тем не менее, предполагалось, что диориты и гранодиориты являются производными ассимиляции метаосадочных пород базальтовой магмой в промежуточных очагах (Крестин, Леоненко, 1978). Кроме того, существовала точка зрения, что на рубеже 2.1 млрд лет назад в результате столкновения Сарматии и Волго-Уралии произошло закрытие рифтов Курского блока. В условиях сжатия возникли внутрикоровые зоны плавления, и в результате коллизии сформировались гранитоиды стойло-николаевского комплекса (Холин, 2001). Однако все эти гипотезы имели слабое фактурное обоснование.

Изотопно-геохронологические исследования циркона (TIMS) были выполнены только для двух проб гранодиоритов из небольших интрузивных тел. Возраст магматизма оценивался как 2046–2086 млн лет) (Артеменко, 1995). Оценки возраста двух массивов гранитоидов методом SIMS (2.04–2.05 млрд лет) и их изотопно-геохимическое изучение послужили основой для предположения о постколлизийной природе диорит-гранодиоритового магматизма в результате кристаллизационной дифференциации базальтовых магм, претерпевших умеренную контаминацию ТТГ-гнейсами (Савко и др., 2014б). В настоящей статье на основании результатов комплексных геолого-структурных, изотопно-геохимических и геохронологических исследований и петрологических реконструкций для всех крупных гранитоидных массивов Тимского террейна и их сравнения с возрастными аналогами в других террейнах Восточно-Сарматского орогена представлены ограничения на возможные тектонические модели формирования этой крупной гранитоидной магматической провинции среднего палеопротерозоя.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ТИМСКОГО ТЕРРЕЙНА

Палеопротерозойские гранодиорит-диоритовые массивы в Курском блоке Сарматии сконцентрированы в палеопротерозойской Тимской структуре (рис. 2), которая, как считалось ранее, имеет внутриконтинентальную рифтовую природу (Савко и др., 2017). Значительно реже они встречаются за ее пределами (Кориш и др., 2020). Тимской террейн образовался 2.2–2.1 млрд лет назад на палеоархейской коре Курского блока Сарматии (Савко и др., 2017). Осадочные породы, в том числе железисто-кремнистые формации (ЖКФ), накопившиеся в интервале 2.5–2.4 млрд лет назад на пассивной континентальной окраине и имевшие площадное

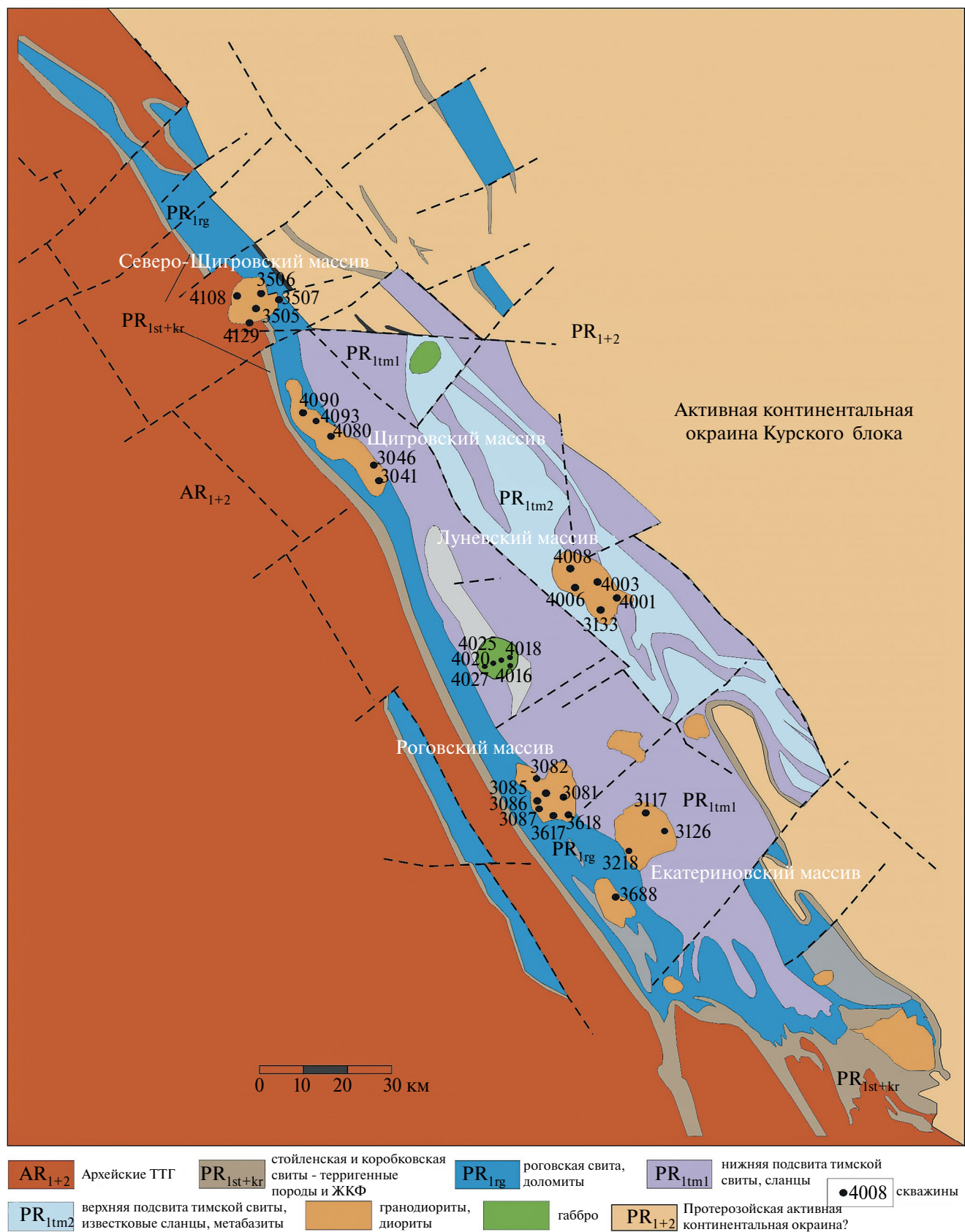


Рис. 2. Схематическая геологическая карта Тимской структуры.

распространение, сохранились от эрозии в самой крупной Тимской и других — Волотовской, Авильской, Уколовской синформах Тимского террейна (Савко и др., 2015, 2017). Ими выполнены нижние части осадочного разреза. На ЖКФ коробковской и карбонатных отложениях роговской свит с перерывом и несогласием ( $15^\circ$ ) залегают углеродистые сланцы и основные вулканиты тимской свиты, накопившиеся в пределах этих синформ.

Таким образом, стратифицированные образования палеопротерозоя в Тимском террейне характеризуются последовательной сменой терригенных пород стойленской свиты и ЖКФ коробковской свиты терригенно-карбонатными (роговская свита) и терригенно-вулканогенными (тимская свита). Отложения тимской свиты занимают основную часть площади Тимской структуры (рис. 2). В ее строении широко распространены углеродистые сланцы с прослоями метапесчаников, силикатно-карбонатных пород и известняков. В последних аномально высокие значения  $\delta^{13}\text{C}$  (до  $+11.6\text{‰}$ ) свидетельствуют об их образовании в лomagунди-ятулийскую эпоху 2.20–2.07 млрд лет назад (Савко и др., 2021). Верхняя часть разреза тимской свиты сложена метабазами с возрастом  $2099 \pm 8$  млн лет (Цыбуляев и др., 2020).

Вероятно, до кардинальной эндогенной перестройки, начавшейся после 2.1 млрд лет назад (магматизма, метаморфизма и складчатости), это был единый Тимской осадочный бассейн (Savko et al., 2021a). В результате интенсивной переработки в период 2.10–2.05 млрд лет осадочные толщи подверглись метаморфизму, складчатости и эрозии, были сжаты и фрагментированы и сохранились в нескольких узких синформах (рис. 1).

По морфологии, составу и зональности гранатов выделяется ранний синскладчатый метаморфизм до внедрения диорит-гранодиоритовых интрузий (Савко, Полякова, 2001) и поздний НТ/LP зональный метаморфизм с возрастом  $\approx 2.07$  млрд лет в условиях от зеленосланцевой до низов амфиболитовой фации, связанный с коллизией Сарматии и Волго-Уралии (Щипанский и др., 2007; Savko et al., 2018).

Интрузивный магматизм в Тимском террейне представлен диорит-гранодиоритовыми массивами, небольшими интрузиями и силами амфиболовых габбро (Савко и др., 2014б, 2022), прорывающими палеопротерозойские метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи. Интрузии гранитоидов протягиваются полосой вдоль западной границы Тимского террейна, образуют изометричные и вытянутые в северо-западном или субмеридиальном направлении массивы и штокообразные тела площадью от 2.5 до 57 км<sup>2</sup>, и дайки (рис. 2). Все массивы перекрыты осадочным чехлом мощностью 80–160 м и изучались по керну скважин. Их

местоположение и форма определены по геофизическим данным.

## АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

*Микрозондовый анализ.* Локальные анализы минералов выполнены на электронном микроскопе Jeol 6380LV с системой количественного энергодисперсионного анализа «Inca» (Воронежский госуниверситет). Условия анализа: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 1.2 мА, время набора спектра 90 с, диаметр пучка 1–3 мкм. ZAF коррекция при расчете содержания оксидов и оценка точности проводились с помощью комплекта программ математического обеспечения системы. Точность анализа систематически контролировалась по эталонным образцам природных и синтетических минералов.

*Определение содержаний петрогенных оксидов.* Химический состав проб определялся на рентгенофлуоресцентном спектрометре S8 Tiger (Bruker AXS GmbH, Германия) в Воронежском государственном университете. Подготовка проб для анализа пороодообразующих элементов выполнена путем плавления 0.5 г порошка пробы, 2 г тетрабората лития в муфельной печи с последующим отливом стеклообразного диска. При калибровке спектрометра и для контроля качества измерений были использованы государственные стандартные образцы химического состава горных пород — ГСО №8871-2007, ГСО № 3333-85, ГСО № 3191-85. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для элементов с концентрациями выше 1–5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %. Обработка результатов проводилась посредством разработанных методик в программе Spectra Plus (Bruker AXS GmbH, Германия).

*Определение содержаний редких и редкоземельных элементов.* Малые и редкие элементы определялись методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в АСИЦ ИПТМ РАН. Разложение образцов пород проводилось путем кислотного вскрытия в открытой и закрытой системах, в зависимости от их состава. Пределы обнаружения для REE, Hf, Ta, Th, U составляли 0.02–0.03 ppm, для Nb, Be, Co — 0.03–0.05 ppm, для Li, Ni, Ga, Y — 0.1 ppm, для Zr — 0.2 ppm, для Rb, Sr, Ba — 0.3 ppm, для Cu, Zn, V, Cr — 1–2 ppm. Правильность анализа контролировалась путем измерения международных и российских стандартных образцов GSP-2, BM, СГД-1А, СТ-1. Ошибки определения концентраций составляли от 3 до 5 мас. % для большинства элементов.

### Изотопное U-Pb датирование циркона

**SIMS.** Измерения абсолютного возраста цирконов проводились на ионном микрозонде SHRIMP-II по стандартной методике (Williams, 1998; Larionov et al., 2004) с использованием эталонных цирконов «91500» и «Темога». При расчетах использовались константы распада, предложенные в работе (Steiger, Jäger, 1977), и вводилась поправка на нерадиоогенный свинец по (Stacey, Kramers, 1975) на основе измеренного значения  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Полученные результаты обрабатывались с помощью программ «SQUID v1.12» и «ISOPLOT/Ex 3.22» (Ludwig, 2005). Поскольку для части проб результаты образовали дискордии с ненулевыми нижними пересечениями, оценка возраста проводилась по верхним пересечениям с конкордией; однако, следует отметить, что полученные таким образом величины возраста неотличимы в пределах погрешности от средневзвешенных  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возрастов для результатов с умеренной дискордантностью. Под конкордантностью, следуя (Ludwig, 1998), понимается факт перекрытия линии конкордии 2 эллипсом погрешностей.

**ID-TIMS.** U-Pb геохронологические исследования (ID-TIMS) проведены в ИГГД РАН (Санкт-Петербург). Выбранные для геохронологических исследований зерна циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М  $\text{HNO}_3$ . При этом после каждой ступени они промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнено по модифицированной методике Т.Е. Кроу (Krogh, 1973). Для уменьшения степени дискордантности использовался метод предварительной кислотной обработки (Mattinson, 1994).

Из монофракции титанита под бинокляром вручную отбирались визуально «чистые» фрагменты кристаллов размером не более 200 мкм. Титанит подвергался предварительной кислотной обработке 6N HCl, согласно модифицированной методике (DeWolf et al., 1996). Разложение и последующее химическое выделение U и Pb осуществлялось в соответствии с модифицированными методиками (Krogh, 1973; Horwitz et al., 1992; Corfu et al., 2002).

Изотопные анализы выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI как в статическом, так и в динамическом режимах (при помощи счетчика ионов). Для изотопных исследований использовался изотопный индикатор  $^{235}\text{U}$ — $^{202}\text{Pb}$ . Точность определения значений U/Pb и содержаний U и Pb составила 0.5 %. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка данных проводилась при помощи программ PbDAT (Ludwig, 1991) и ISOPLOT (Ludwig, 2005). При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jäger, 1977). Поправки на обычный свинец введены

в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Все ошибки приведены на уровне  $2\sigma$ .

**Lu-Hf изотопный анализ циркона.** Изучение Lu-Hf изотопного состава цирконов выполнено на многоколлекторном масс-спектрометре Neptune Plus с приставкой для лазерной абляции NWR 213 в Институте геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург. Измерения проводились в тех же точках, где были выполнены определения абсолютного возраста на SHRIMP-II. Использованное оборудование размещено в помещении класса чистоты 7 ИСО. Проведена оптимизация работы масс-спектрометра и приставки для лазерной абляции, подбор стандартов, отработка процедуры корректировки эффектов фракционирования, дискриминации ионов по массе и изобарических помех  $^{176}\text{Yb}$  и  $^{176}\text{Lu}$  на  $^{176}\text{Hf}$ , оптимизация процедуры обработки экспериментальных данных с использованием образцов сравнения циркона Mud Tank, GJ-1 (Black et al., 1978; Jackson et al., 2004). Неопределенность единичного измерения  $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$  в виде 2SD находилась в интервале 0.005–0.008%, единичного определения значения  $\epsilon_{\text{Hf}}$  в виде 2SD варьировала для перечисленных стандартов в интервале 5–9 %. Параметры процесса лазерной абляции: плотность энергии лазерного излучения — 14 Дж/см<sup>2</sup>, частота повторения импульсов — 20 Гц, диаметр кратера — 25 мкм. Для обработки Lu-Hf данных был использован макрос Hf-INATOR для Excel (Giovanardi, 2017).

**Sm-Nd изотопный анализ валовых проб.** Sm-Nd изотопные исследования выполнены в ИГГД РАН (Санкт-Петербург). Изотопные составы Sm и Nd определены на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Измеренные  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  нормализованы к  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$  и приведены к значению  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115$  в Nd-стандарте JNdi-1. Средневзвешенное значение  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в Nd-стандарте JNdi-1 за период измерений составило  $0.512102 \pm 6$  ( $n = 8$ ). Точность определения концентраций Sm и Nd составила  $\pm 0.5\%$ , изотопных отношений  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \pm 0.5\%$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 0.005\%$  ( $2\sigma$ ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm и 0.5 нг Nd. При расчете величин  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  и модельных возрастов  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  использованы современные значения Sm-Nd отношений для однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) и деплетированной мантии (DM) по (Goldstein, Jacobsen, 1988).

### ГЕОЛОГИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ

Все интрузии занимают посттектоническую геолого-структурную позицию. Они секут складчатые структуры вмещающих осадочно-метаморфических толщ, которые на контактах ороговикованы

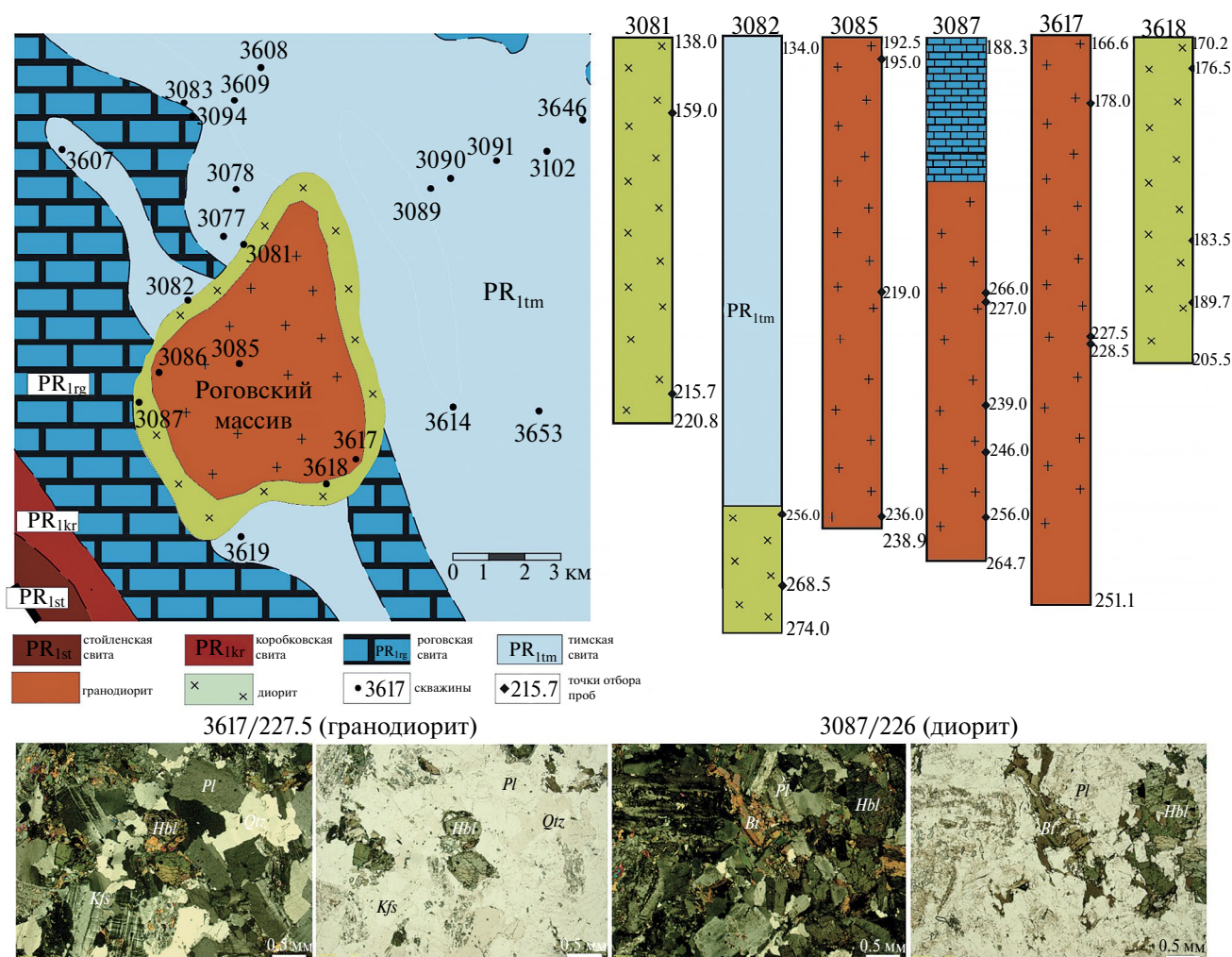
или скарнированы. Вблизи интрузий во вмещающих породах развита контактово-метаморфическая зональность, но признаки плавления отсутствуют. Отдельные массивы имеют зональное строение. Их периферические зоны сложены диоритами, которые через кварцевые диориты постепенно переходят в гранодиориты в центральных частях интрузий. Границы разновидностей пород постепенные, по керну не выделяются. В эдоконтактовых зонах массивов часто присутствуют ксенолиты вмещающих пород размером от 0.1 до 3 м.

Нами были изучены все крупные интрузивные диорит-гранодиоритовые массивы в Тимской структуре. Кроме того, мы привлекли к исследованию единственный крупный Троснянский массив в Михайловской палеопротерозойской структуре, находящейся к западу от Тимской структуры (рис. 1).

**Роговский массив** находится в юго-западной части Тимской структуры, имеет округлую форму,

размеры  $6.5 \times 5.5$  км и площадь около  $22 \text{ км}^2$  (рис. 3). В северо-восточной части он прорывает метабазиты тимской свиты, а в юго-западной — доломиты роговской свиты. Он лучше других изучен бурением (7 скважин) на глубину до 84 м. Двумя скважинами подсечены контакты массива с базальными горизонтами метаконгломератов и метапесчаников тимской свиты и с доломитами роговской свиты. Массив имеет зональное строение — в краевых частях гранодиориты постепенно сменяются кварцевыми диоритами.

Гранодиориты розовато-серого и светло-серого цвета среднезернистые, иногда порфировидные. Текстура гранодиоритов массивная, участками такситовая, структура гипидиоморфнозернистая, порфировидная, обусловленная наличием крупных зерен микроклина размером 1.0–1.5 см (рис. 3). Границы разновидностей пород постепенные, по керну не выделяются. По минеральному составу породы довольно однообразны — сложены



**Рис. 3.** Схематическая геологическая карта Роговского массива, колонки скважин с местоположением отбора проб и фотографии шлифов пород массива.

плагиоклазом, микроклином, биотитом, кварцем и роговой обманкой.

В гранодиоритах *плагиоклаз* присутствует в количестве 40–60 мас. % и представлен таблитчатыми идиоморфными зернами размером 0.5–2.0 мм. Он имеет зональность от андезина в центральных частях до олигоклаза–альбита в краевых. Иногда встречается роговая обманка (0–5 мас. %). *Биотит* встречается в виде лейст размером 0.2–1.0 мм в количестве до 10 мас. %, часто с ситовидной пойкилитовой структурой. По составу биотит среднежелезистый ( $X_{Fe} = 0.39–0.43$ ), умеренно-глиноземистый ( $Al_2O_3 = 13.6–15.1$  мас. %) с невысоким содержанием  $TiO_2 = 1.1–1.5$  мас. %. *Микроклин* (10–20 мас. %) образует как решетчатые мелкие зерна в основной массе, так и крупные порфировые выделения (от 2–4 мм до 1 см). В крупных кристаллах микроклина отмечаются включения биотита, плагиоклаза, кварца и роговой обманки. На контакте с зернами плагиоклаза часто наблюдается мirmekитовая структура. *Кварц* присутствует в количестве до 20–25 мас. % и развит обычно в интерстициях между зернами плагиоклаза и цветных минералов как изометричные и ксеноморфные зерна размером 0.1–0.8 мм. Часто зерна деформированы и гранулированы. *Роговая обманка* образует небольшие (0.3–1.0 мм) призматические и таблитчатые зерна с плеохроизмом от густо-зеленого до светло-буровато-зеленого цвета. Иногда отмечается замещение роговой обманки биотитом и эпидотом. Из аксессуарных минералов наиболее характерным является титанит, образующий довольно крупные (0.02–0.2 мм) красновато-коричневые кристаллы с ромбическими и клиновидными сечениями. Рудные минералы представлены ильменитом, пиритом, пиротином, реже халькопиритом. Среди вторичных минералов резко преобладают минералы группы эпидота-клиноцоизита.

Диориты серого цвета, массивные, иногда со слабо выраженной директивной текстурой, среднезернистые с призматически зернистой основной массой, на фоне которой выделяются более крупные зерна плагиоклаза и биотита (рис. 3б). Директивная (гнейсовидная) текстура обусловлена линзовидными скоплениями темноцветных минералов и субпараллельным расположением их. Переходы между диоритами и гранодиоритами постепенные в результате уменьшения количества кварца и микроклина и увеличения биотита и роговой обманки. В составе диоритов преобладает плагиоклаз (50–70 мас. %), присутствуют роговая обманка (10–20 мас. %), биотит (5–10 %) и кварц (до 10 мас. %), микроклин – единичные зерна. Плагиоклаз зональный с более высоким содержанием анортитового компонента в центральных частях и альбитового в периферических. Аксессуарные минералы представлены апатитом, ильменитом, титанитом, цирконом. Отмечаются участки, обогащенные

аксессуарными минералами, где титанит обрастает ильменит в присутствии амфибола.

**Северо-Щигровский массив** находится на северо-западной границе Тимской структуры и палеоархейских ТТГ. Он имеет округлую форму, площадь ~18 км<sup>2</sup>, вскрыт шестью скважинами на глубину от 30 м до 86 м и сложен только диоритами (рис. 4). Вскрыты контакты диоритов с архейскими ТТГ, сланцами и доломитами роговской свиты. Последние превращены в амфибол-пироксеновые скарны. Контакты с гнейсами под углом 30°–50°. Встречаются ксенолиты вмещающих архейских ТТГ.

Северо-Щигровский массив, в отличие от остальных в Тимской структуре, сложен только кварцевыми диоритами серыми, средне-крупнозернистыми, массивными или слабо рассланцованными, иногда порфировидными с гипидиоморфнозернистой структурой. Состав (мас. %): плагиоклаз – 55–60, микроклин – 5–15, кварц – до 10, биотит – 5–10, амфибол – 10–15. Среди основной массы породы неравномерно распределены очень крупные кристаллы микроклина размером до 3–4 см. Аксессуарные – апатит, титанит, рутил, сульфиды, вторичные – эпидот (развивается по плагиоклазу), хлорит (по биотиту), серицит, кальцит.

Плагиоклаз зонален, с увеличением альбитового компонента от центральных частей зерен к краевым. Он более основной, чем в других массивах, содержит 32–39% анортитового компонента, и даже в краевых частях зерен он представлен олигоклазом ( $An_{12–17}$ ), а не альбитом. Амфибол относится к кальциевой подгруппе ( $Na_B = 0.10–0.17$ ,  $Ca_B = 1.83–1.90$  форм.ед.) и представлен зеленой роговой обманкой с умеренной магнезиальностью ( $X_{Fe} = 0.30–0.41$ ) и невысоким содержанием щелочей ( $(Na + K)_A < 0.5$  форм.ед.). Биотиты среднежелезистые ( $X_{Fe} = 0.39–0.44$ ), с умеренным содержанием глинозема и более титанистые ( $TiO_2 = 1.30–2.45$  мас. %), чем в других массивах.

**Щигровский массив** площадью 57 км<sup>2</sup> находится в северо-западной части Тимской структуры (рис. 5). Это единственный интрузив, имеющий сильно удлиненную форму. В виде неширокой (2–3 км) полосы он протягивается в юго-восточном направлении на 23 км и изучен тремя скважинами. Углы падения контактов крутые и составляют 75°–80°. Контактные изменения вмещающих пород проявляются в скарнировании и мраморизации карбонатных пород, ороговиковании терригенных и эффузивных пород.

**Екатериновский массив** округлой формы, площадью 28 км<sup>2</sup> находится у юго-западного борта Тимской структуры и изучен 3 скважинами на глубину от 20 до 283 м (рис. 6).

**Прилепский массив** самый небольшой, площадью около 5 км<sup>2</sup> находится в центральной части

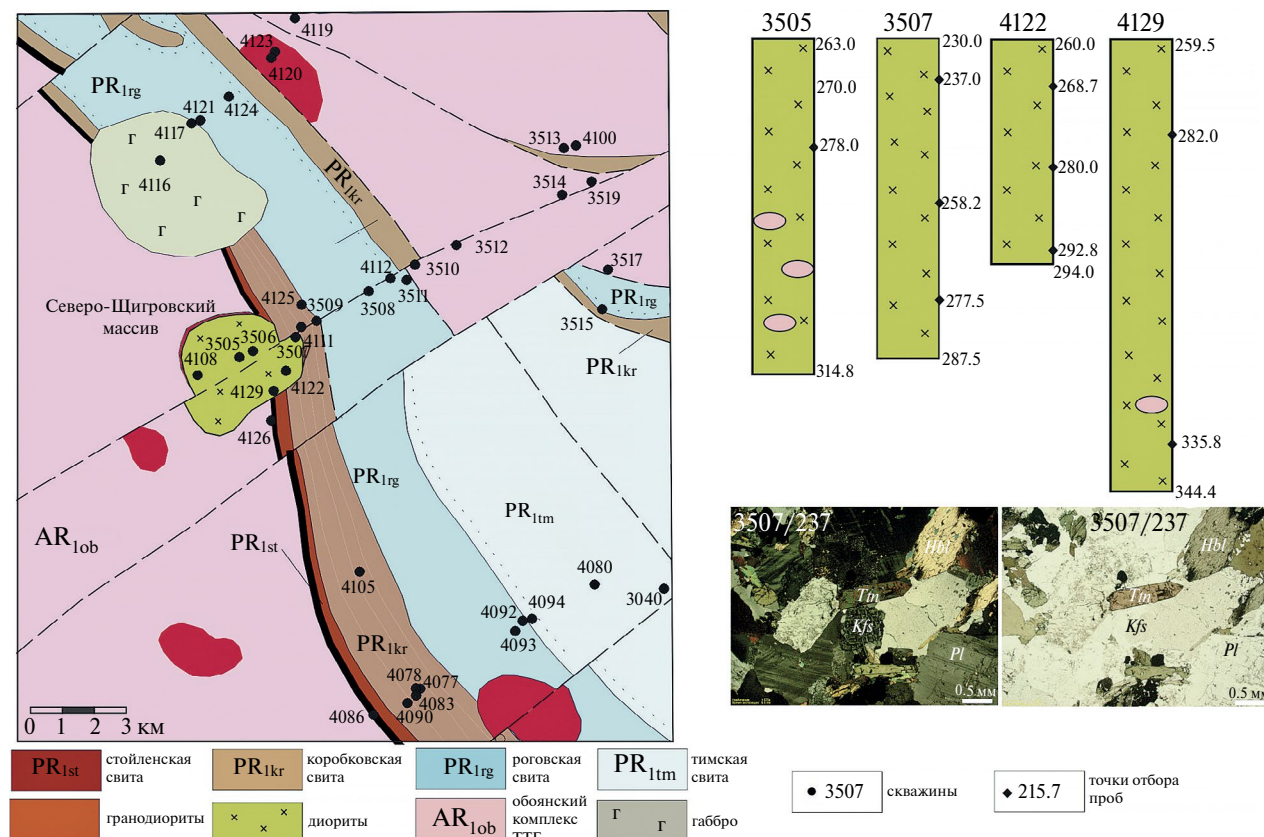


Рис. 4. Схематическая геологическая карта Северо-Щигровского массива, колонки скважин с местоположением отбора проб и фотографии шлифов пород массива.

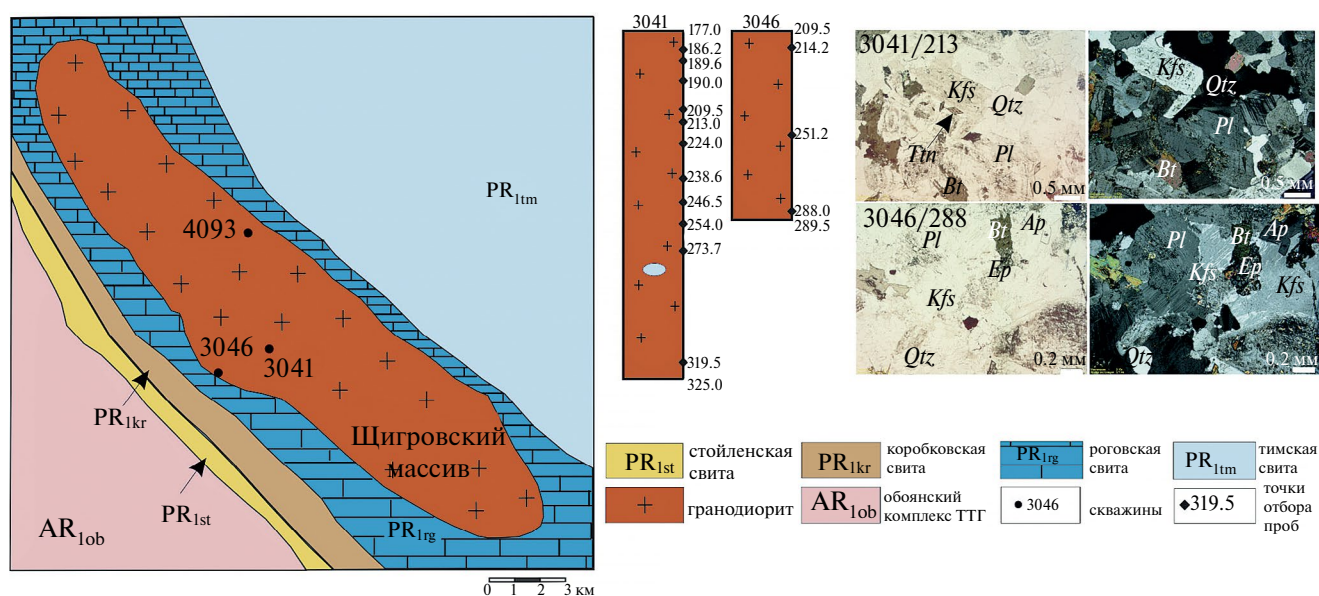
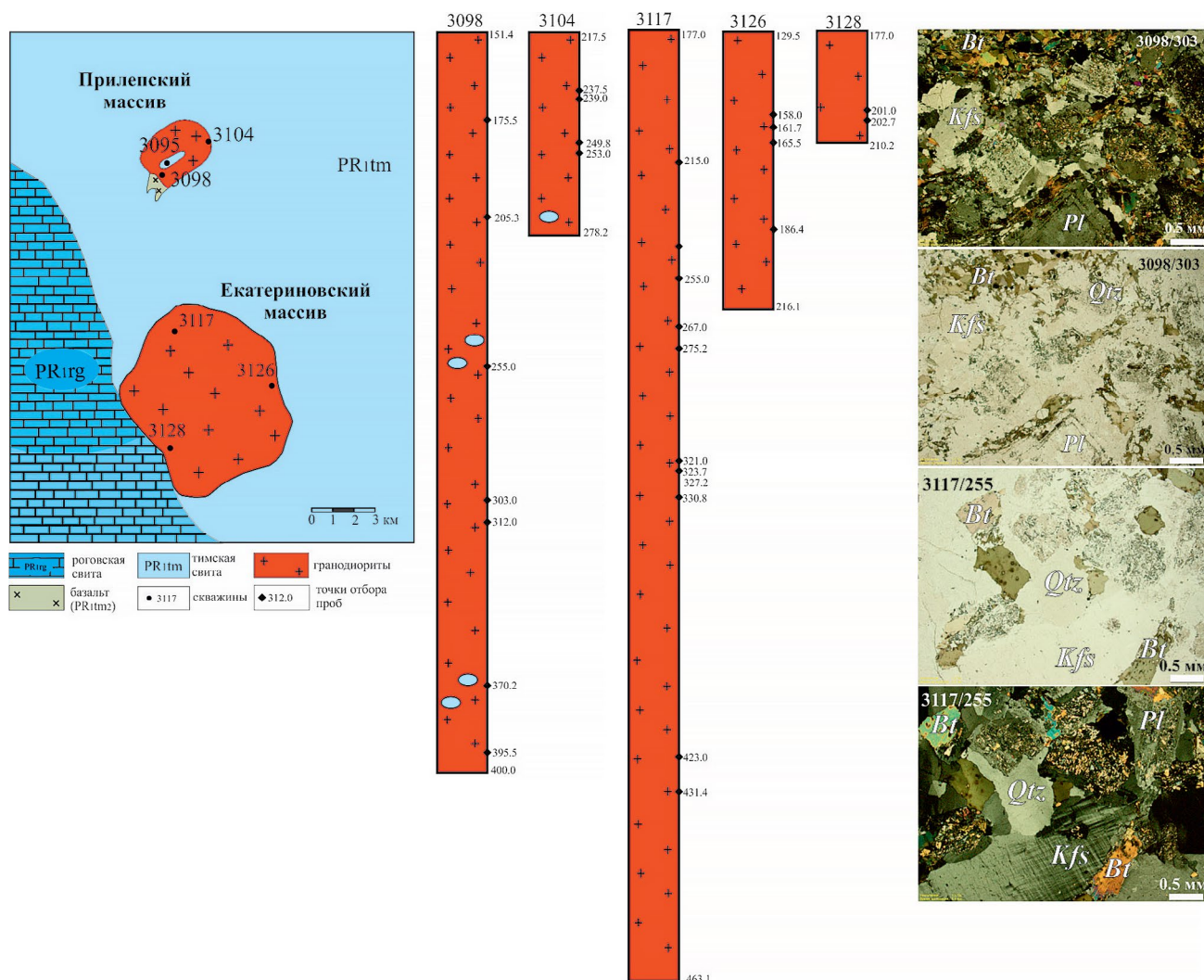


Рис. 5. Схематическая геологическая карта Щигровского массива, колонки скважин с местоположением отбора проб и фотографии шлифов гранодиоритов.



**Рис. 6.** Схематическая геологическая карта Екатеринбургского и Прилепского массивов, колонки скважин с местоположением отбора проб и фотографии шлифов гранодиоритов.

Тимской структуры в поле развития metabazaltov и углеродистых сланцев тимской свиты и имеет овальную форму (рис. 6). Он изучен тремя скважинами на глубину до 245 м, в которых установлены гранодиориты (рис. 6). Вскрыт контакт гранодиоритов с metabazaltami тимской свиты, и присутствуют ксенолиты ороговикованных базальтов с признаками гидротермальных изменений. Гранодиориты по своим текстурно-структурным особенностям и минералогии близки к гранодиоритам Rogovskogo massiva.

**Луневский массив** гранодиоритов расположен в восточной части Тимской структуры. В плане массив имеет изометричную форму. Его площадь составляет 24 км<sup>2</sup>. Массив изучен пятью скважинами на глубину от 8 м до 190 м (рис. 7). Вмещающими породами являются основные вулканы тимской свиты, превращенные в рогики.

Шигровский, Екатеринбургский, Прилепский и Луневский массивы сложены гранодиоритами, сходными по текстурно-структурным признакам и минералогии с гранодиоритами Rogovskogo massiva.

**Троснянский массив** — единственный крупный диорит-гранодиоритовый массив за пределами Тимской структуры площадью более 75 км<sup>2</sup> (рис. 8). В нашем распоряжении оказался керн единственной сохранившейся скв. 3577, вскрывшей пироксеновые диориты. Он находился в восточном борту Михайловской структуры. Вмещающими породами являются железистые кварциты и метапесчаники, а также мезоархейские ТТГ Михайловского гранит-зеленокаменного пояса. Зона эндоконтакта массива сложена неравнозернистыми, такситовыми диоритами с ксенолитами вмещающих пород. В диоритах встречаются

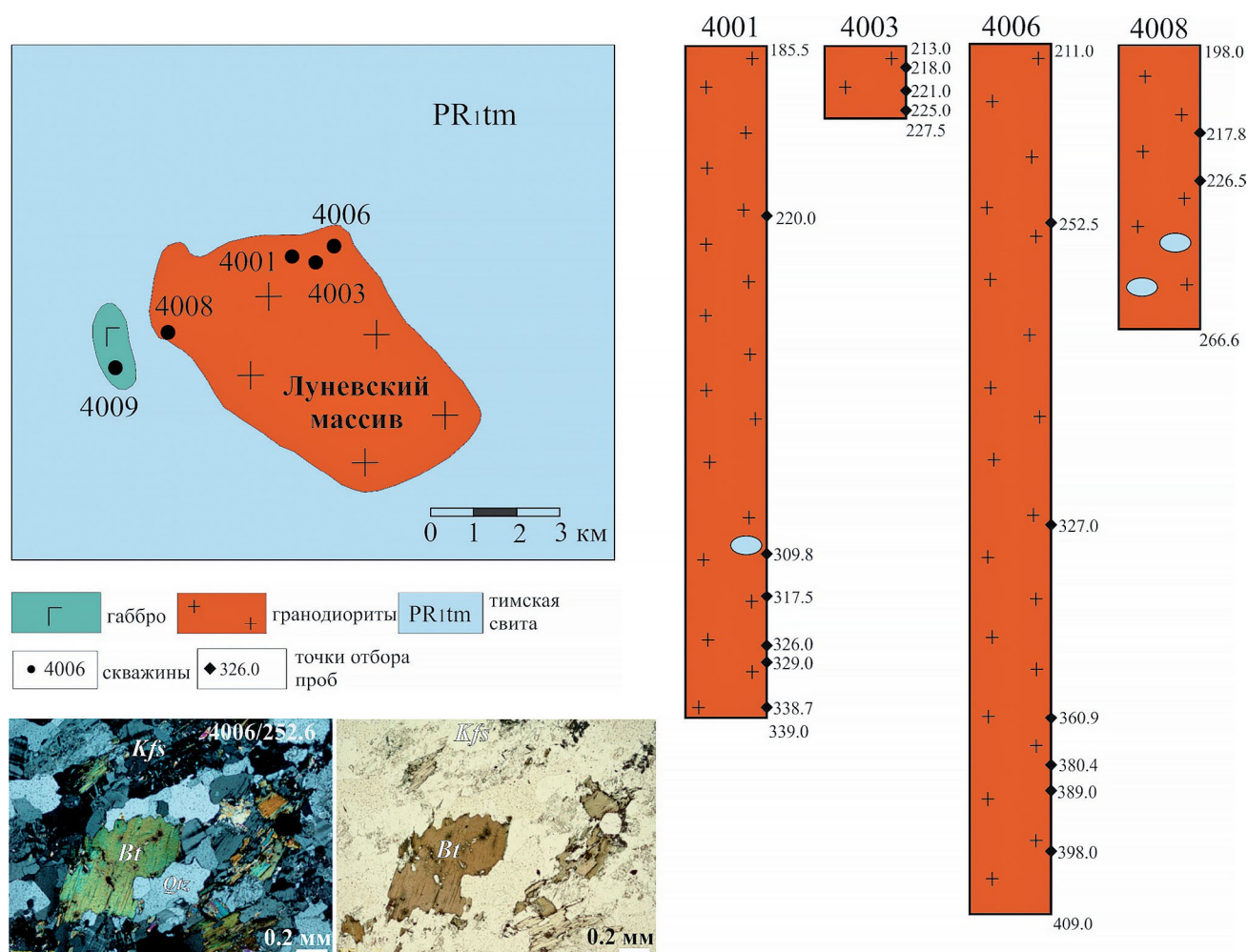


Рис. 7. Схематическая геологическая карта Луневского массива, колонки скважин с местоположением отбора проб и фотографии шлифов гранодиоритов.

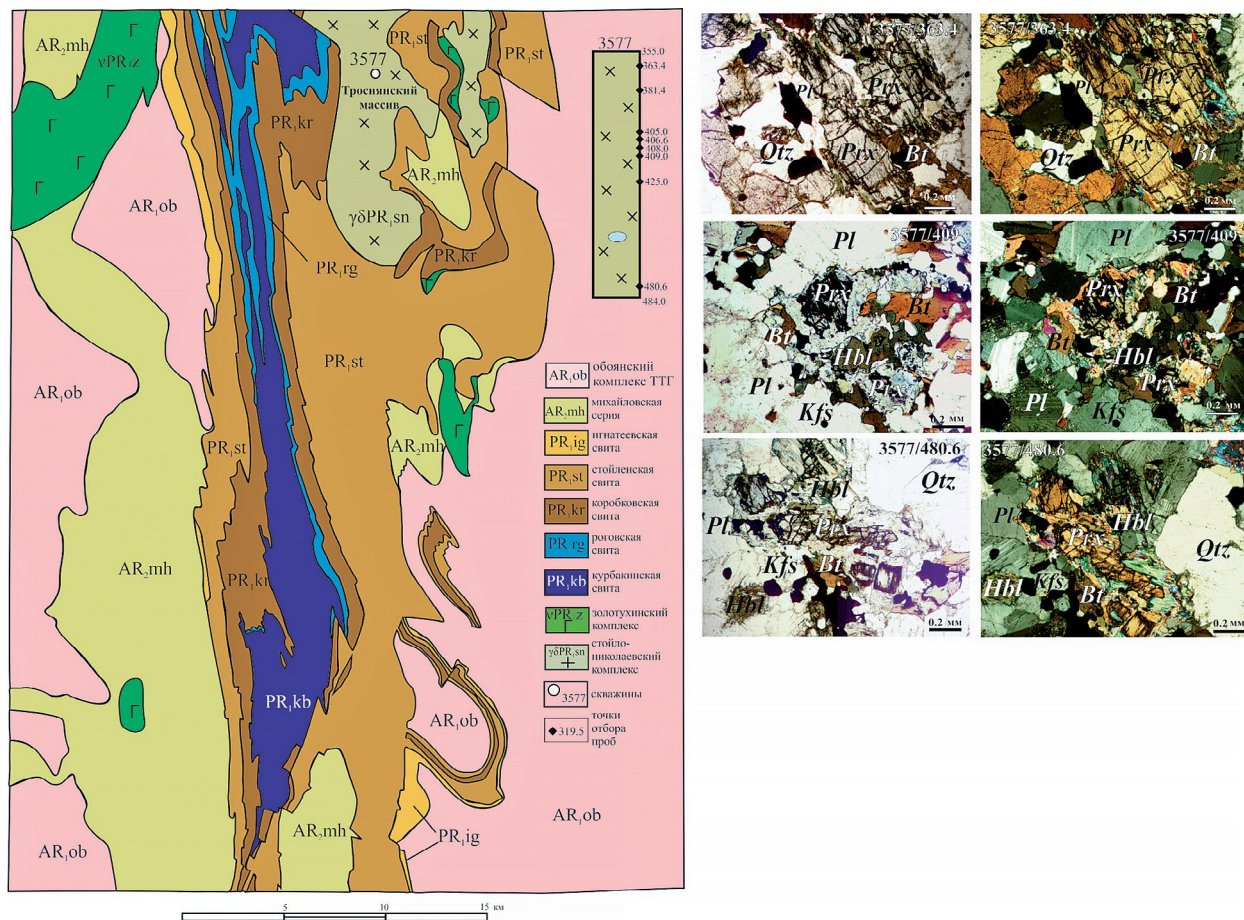
шлифовидные обособления меланократовых пород, близких к микрогаббро. Диориты светло-серой окраски, средне-крупнозернистые, массивные. Структура гипидиоморфно-зернистая, пойкилитовая. Минеральный состав (мод. %): плагиоклаз – 50–65, ортопироксен – 5–10, роговая обманка – 5–10, биотит – 5, кварц – 0–10, микроклин – 0–10 (рис. 8). Редко встречаются зерна клинопироксена. *Плагиоклаз* образует таблитчатые зерна размером до 4 мм в поперечнике с зональностью по составу: от  $An_{30}$  в центральных частях зерен до  $An_{14}$  в краевых. Плагиоклаз иногда замещается микроклином и кварцем с образованием мирмекитовой и микрографической структуры. *Ортопироксен* ( $X_{Fe} = 0.56–0.64$ ) присутствует в виде зерен размером 2–3 мм (рис. 8), часто замещаемых амфиболом и биотитом. *Биотит* ( $X_{Fe} = 0.63–0.66$ ) в виде коричневатых чешуек размером до 2 мм (рис. 8) имеет очень высокую титанистость ( $TiO_2 = 4.17–4.89$  мас. %). Зеленая *роговая обманка* ( $X_{Fe} = 0.57–0.60$ ) в отличие от других массивов стойло-николаевского

комплекса содержит больше щелочей ( $(Na + K)_A \approx 0.5$  форм.ед.) и по составу отвечает ферроэдениту. Акцессорные минералы: титаномagnetит, апатит, пирит, редко халькопирит.

## ГЕОХИМИЯ

Гранодиориты *Роговского массива* отличаются широким диапазоном содержания  $SiO_2$  при незначительном преобладании  $K_2O$  над  $Na_2O$ , за исключением двух образцов с превышением  $Na_2O$  над  $K_2O$  (Supplementary<sup>2</sup> 1, ESM\_1). Они имеют умеренное содержание  $CaO$ , за исключением одного образца с  $CaO = 7.89$  мас. %, и высокое содержание щелочей –  $(Na_2O + K_2O) = 5.6–8.1$  мас. %. Гранодиориты недосыщены глиноземом ( $A/CNK = 0.64–0.96$ ) и характеризуются повышенными концентрациями фемических элементов и фосфора при средней железистости.

Диориты Роговского массива с содержанием  $SiO_2$  от 62 до 54 мас. % имеют высокие



**Рис. 8.** Схематическая геологическая карта Михайловской структуры и Троицкого массива, колонка скв. 3577 с местоположением отбора проб и фотографии шлифов диоритов.

концентрации и переменные соотношения щелочей и такую же железистость, как и гранодиориты. На бинарных диаграммах прослеживается отрицательная корреляция  $\text{SiO}_2$  с  $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  и  $\text{TiO}_2$ , положительная с  $\text{K}_2\text{O}$  (рис. 9).

Между диоритами и гранодиоритами существует разрыв в составе  $\text{SiO}_2$  – 62–65 мас. % (рис. 9). На классификационных диаграммах (Igneous ..., 2002; Middlemost, 1994) точки составов гранодиоритов попадают в поля гранодиоритов и кварцевых

<sup>2</sup>В дополнительных материалах к русской онлайн-версии статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <https://link.springer.com/> приведены:

Supplementary 1, ESM\_1.pdf – Содержания петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов в гранитоидах Роговского массива.

Supplementary 2, ESM\_2.pdf – Содержания петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов в гранодиоритах Прилепского массива.

Supplementary 3, ESM\_3.pdf – Содержания петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов в диоритах Северо-Щигровского массива.

Supplementary 4, ESM\_4.pdf – Содержания петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов в гранодиоритах Щигровского массива.

Supplementary 5, ESM\_5.pdf – Содержания петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов в гранодиоритах Луновского массива.

Supplementary 6, ESM\_6.pdf – Содержания петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов в гранодиоритах Екатерининского массива.

Supplementary 7, ESM\_7.pdf – Содержания петрогенных оксидов, редких и редкоземельных элементов в диоритах Троицкого массива.

Supplementary 8, ESM\_8.pdf – Результаты U-Pb геохронологических исследований циркона методом SHRIMP.

Supplementary 9, ESM\_9.pdf – Результаты U-Pb изотопных исследований циркона методом TIMS.

Supplementary 10, ESM\_10.pdf – Sm-Nd изотопные данные для гранитоидов стойло-николаевского комплекса.

Supplementary 11, ESM\_11.pdf – Lu-Hf изотопный состав циркона из гранитоидов стойло-николаевского комплекса.

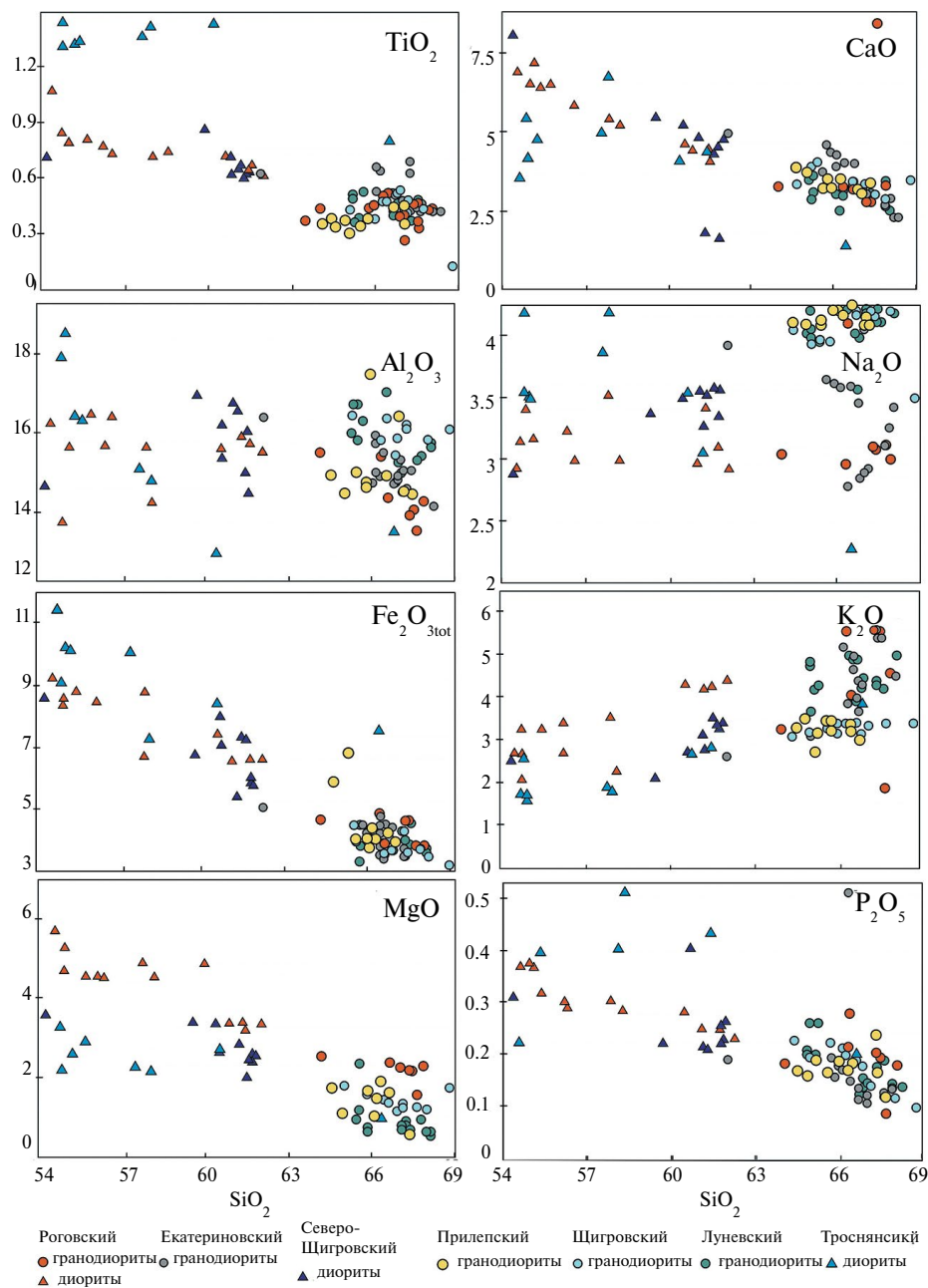


Рис. 9. Диаграммы соотношений  $\text{SiO}_2$  и петрогенных оксидов в гранитоидах.

монзонитов, являются магнезиальными метаглиноземистыми породами известково-щелочной серии (рис. 10, 11).

Гранодиориты Роговского массива имеют повышенные концентрации литофильных Rb, Ba, Sr, умеренные высокочargedных Zr, Nb, Y и низкие «мафических» элементов Cr и Ni (см. Supplementary 1, ESM\_1). Содержания редкоземельных элементов невысокие и умеренные ( $\Sigma\text{REE} = 145\text{--}469$  ppm, среднее 287 ppm). Спектры распределения REE имеют отрицательный наклон с обогаще-

нием LREE и сильным их фракционированием ( $(\text{La}/\text{Yb})_n = 15\text{--}68$ ), слабо выраженным Eu-минимумом (см. Supplementary 1, ESM\_1; рис. 12). Значение  $(\text{Gd}/\text{Yb})_n$  около 2, за исключением одного образца (3.8). На мультиэлементной спайдер-диаграмме, диориты и гранодиориты Роговского массива характеризуются практически одинаковым распределением элементов с отрицательными аномалиями Nb, P и Ti, слабой положительной аномалией Th (рис. 13). Распределение редких и редкоземельных элементов в диоритах и гранодиоритах близкое.

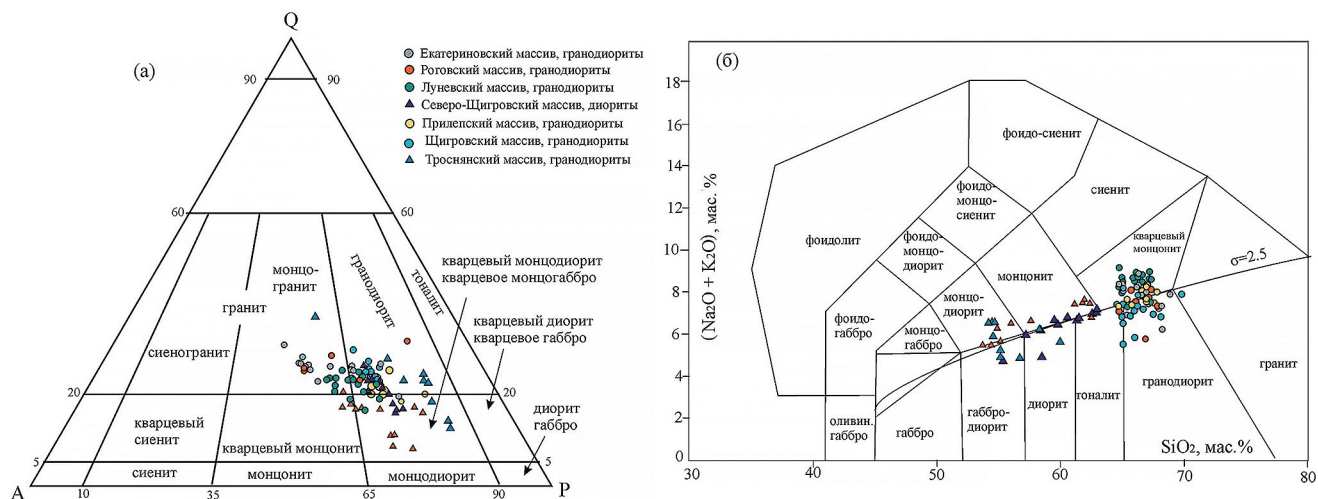


Рис. 10. (а) Петрографическая классификационная диаграмма QAP (Igneous ..., 2002); (б) диаграмма кремнезем–щелочность для гранитоидов (Middlemost, 1994).

Гранодиориты *Прилепского массива* по геохимии близки к гранодиоритам Роговского, отличаясь более высокими значениями  $Sr/Y = 61–114$  (см. Supplementary 2, ESM\_2) и истощением HREE (рис. 13).

Диориты *Северо-Щигровского массива* обогащены щелочами с небольшим преобладанием  $Na_2O$ , которое увеличивается с уменьшением концентрации  $SiO_2$ . В целом они близки по распределению петрогенных оксидов к диоритам Роговской интрузии (см. Supplementary 3, ESM\_3; рис. 9–13). На бинарных диаграммах (рис. 9) прослеживается отрицательная корреляция  $SiO_2$  с  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_{3tot}$ ,  $MgO$ ,  $CaO$  и  $P_2O_5$  и положительная – со щелочами. По содержаниям редких и редкоземельных элементов они также похожи на диориты Роговского массива (рис. 12, 13).

Гранодиориты *Щигровского массива* по геохимии в целом близки к гранодиоритам Роговского массива (см. Supplementary 4, ESM\_4; рис. 9–13). На бинарных диаграммах прослеживается обратная корреляция  $SiO_2$  с  $Fe_2O_{3tot}$ ,  $MgO$ ,  $CaO$  и  $P_2O_5$  и прямая с  $K_2O$  (рис. 9). Их отличают только высокие значения  $Sr/Y = 54–96$  и  $(Gd/Yb)_n = 3.8–4.6$  и отсутствие  $Eu^*$ -аномалии.

Такие же геохимические характеристики имеют гранодиориты *Луневского массива* с высокими значениями  $Sr/Y = 65–168$ , но значения  $(Gd/Yb)_n = 2.0–3.3$  (см. Supplementary 5, ESM\_5) близки к таковым в Роговском и Екатериновском массивах. На бинарных диаграммах прослеживается слабая отрицательная корреляция кремнезема с алюминием, фосфором и титаном (рис. 9).

Гранодиориты *Екатериновского массива* по всем геохимическим характеристикам очень близки

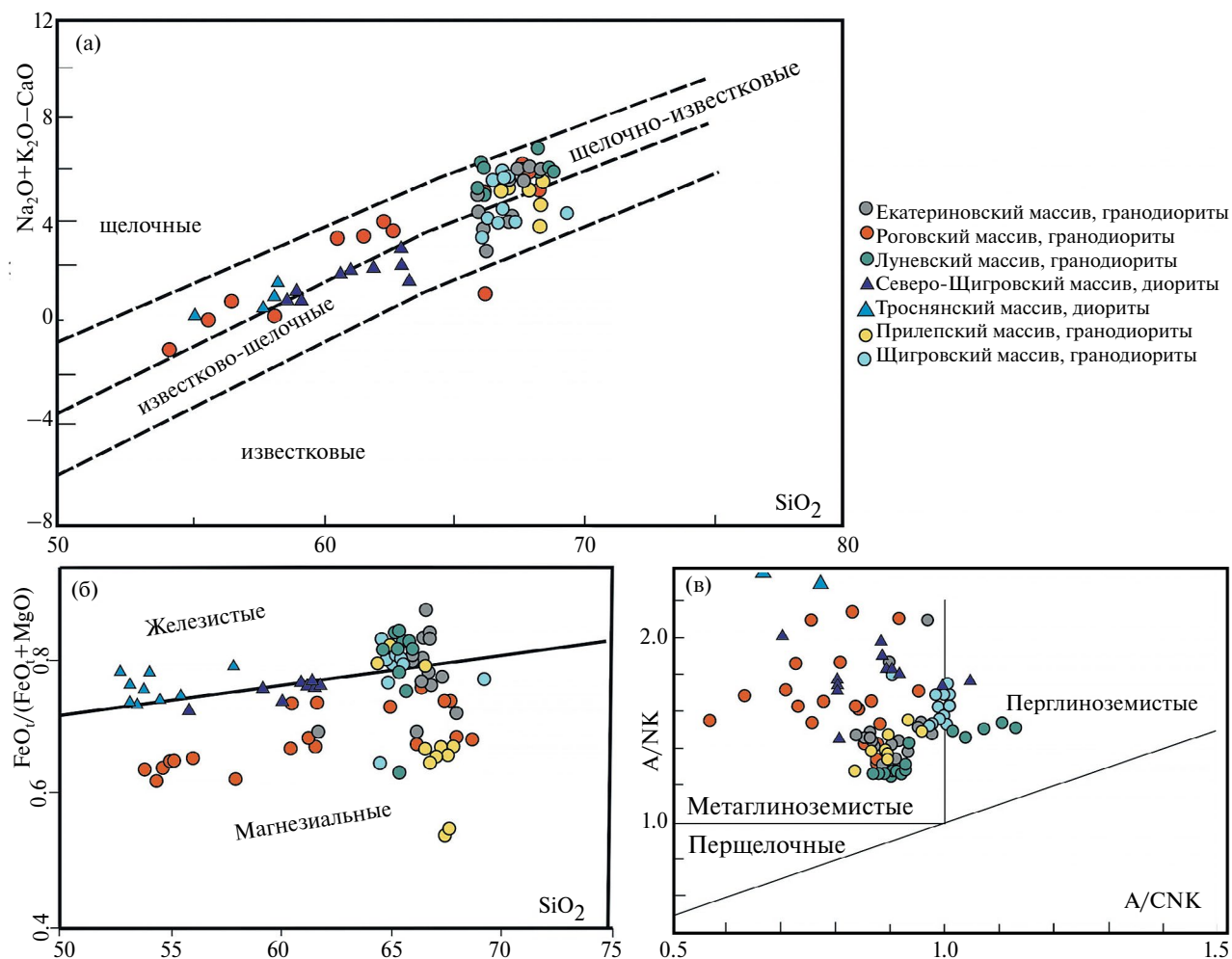
к гранодиоритам Роговского массива (см. Supplementary 6, ESM\_6; рис. 9–13).

Пироксеновые диориты *Троснянского массива* по сравнению с другими массивами являются более железистыми ( $X_{Fe} = 0.77–0.85$ ) и титанистыми породами  $TiO_2$  (1.5–2.3 мас. %) с явным преобладанием  $Na_2O$  в сумме щелочей (см. Supplementary 7, ESM\_7). На бинарных диаграммах прослеживается отрицательная корреляция кремнезема с железом, магнием, алюминием, натрием, фосфором и положительная – с калием и титаном (рис. 9). По распределению редких и редкоземельных элементов они отличаются резкой положительной  $Eu$ -аномалией ( $Eu/Eu^* = 1.8–3.1$ ) (рис. 12).

## ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ U-Pb ИЗОТОПНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Были проведены геохронологические исследования всех массивов гранитоидов для определения места диорит-гранодиоритового магматизма в эволюции палеопротерозойской коры Курского блока.

**Роговский массив.** Для изотопного датирования возраста Роговского массива нами был выделен циркон из гранодиорита (скв. 3617, гл. 227.5 м). Циркон в пробе 3617/227.5 представлен в основном бесцветными идиоморфными и субидиоморфными кристаллами, причем присутствуют как длиннопризматические (длина 150–200 мкм) с острыми пирамидальными вершинами, так и короткопризматические зерна, диаметром 100–150 мкм (рис. 14а). Присутствуют твердофазные включения. В катодоллюминесценции (КЛ) видна структура роста – тонкая концентрическая осцилляционная зональность, незональные участки (возможный результат рекристаллизации) наблюдаются на вершинах пирамид довольно редко. Явных унаследованных



**Рис. 11.** Геохимическая классификация изученных пород на диаграммах: (а)  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$  (мас. %) (Frost et al., 2001); (б)  $\text{SiO}_2$  vs.  $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO})$  (Frost et al., 2001); (в) молярный индекс  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  vs.  $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$  (Maniar, Piccoli, 1989).

ядер не выявлено. Структурные и морфологические признаки указывают на магматическую природу циркона и практическое отсутствие значительных наложенных событий.

В пробе 3617/227.5 было выполнено 14 анализов в 10 зернах (см. Supplementary 8, ESM\_8), анализировались и центральные, и краевые части (рис. 14а). Для 9 анализов получено конкордантное значение возраста  $2045 \pm 15$  млн лет, СКВО = 0.058, вероятность конкордантности 0.81 (рис. 15а).

**Екатериновский массив.** Циркон в пробе гранодиорита 3117/255 (скв. 3117, пл. 255 м) представлен бесцветными, прозрачными, призматическими зернами с множественными включениями твердых фаз размером 80–150 мкм. Коэффициент удлинения 1.5–3. Встречаются единичные удлиненно-призматические (палочковидные) зерна. В КЛ по краям зерен четко проявлена тонкая концентрическая осцилляционная зональность в сочетании с более грубой зональностью в центрах

кристаллов (рис. 15б). Структурные и морфологические признаки указывают на магматическую природу циркона.

Было сделано 19 определений в 13 зернах (см. Supplementary 8, ESM\_8). Анализировались центральные и краевые части кристаллов. На диаграмме с конкордией (рис. 15б) все результаты аппроксимируются единой линией регрессии с близкими к конкордантным значениями возрастов. Значительных различий между внутренними и внешними частями кристаллов не выявлено. Верхнее пересечение линии регрессии с конкордией через все аналитические точки дает возраст  $2050 \pm 4$  млн лет (СКВО = 0.78), тогда как конкордантный возраст ( $n = 16$ ) равен  $2049 \pm 7$  млн лет (СКВО = 0.73; вероятность конкордантности 0.39). Средневзвешенный  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  возраст  $2050 \pm 4$  млн лет ( $n = 19$ , СКВО = 0.78; вероятность конкордантности 0.73) (рис. 15б) совпадает с полученным

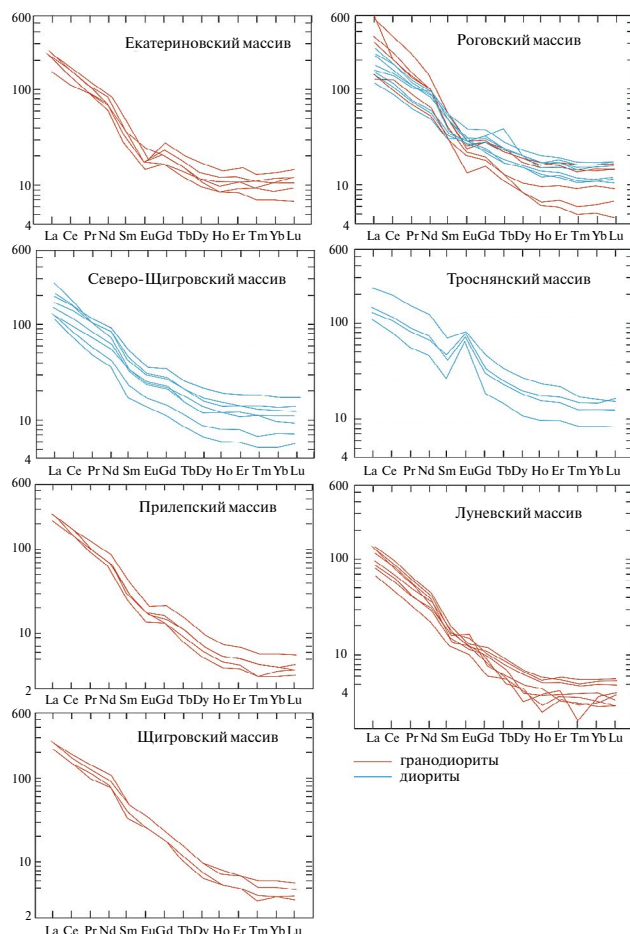


Рис. 12. Нормализованные к хондриту распределения REE для гранитоидов Тимской структуры.

по пересечению дискордии и может быть принят как возраст кристаллизации.

**Щигровский массив.** Для изотопного датирования был выделен циркон из пробы гранодиорита 3041/213 (скв. 3041, гл. 213 м). Циркон представлен преимущественно призматическими, прозрачными, бесцветными зернами, размером 80–150 мкм с коэффициентом удлинения 2.0–4.0 (рис. 14в). В катодолюминесценции видна тонкая концентрическая осцилляторная зональность. Кроме того, в пробе присутствуют отдельные зерна, которые окрашены в коричневый цвет, имеют сглаженные ребра, непрозрачные. Они имеют овальную и изометричную форму и более крупные размеры до 250 мкм. В КЛ в таком цирконе присутствуют овальные более темные ядра и узкие и широкие внешние каймы, некоторые из которых имеют осцилляторную зональность.

Было выполнено 17 определений в 11 зернах (рис. 15в; см. Supplementary 8, ESM\_8). Анализировались и более темные ядра, и внешние каймы (рис. 14в). По результатам измерений в призматических

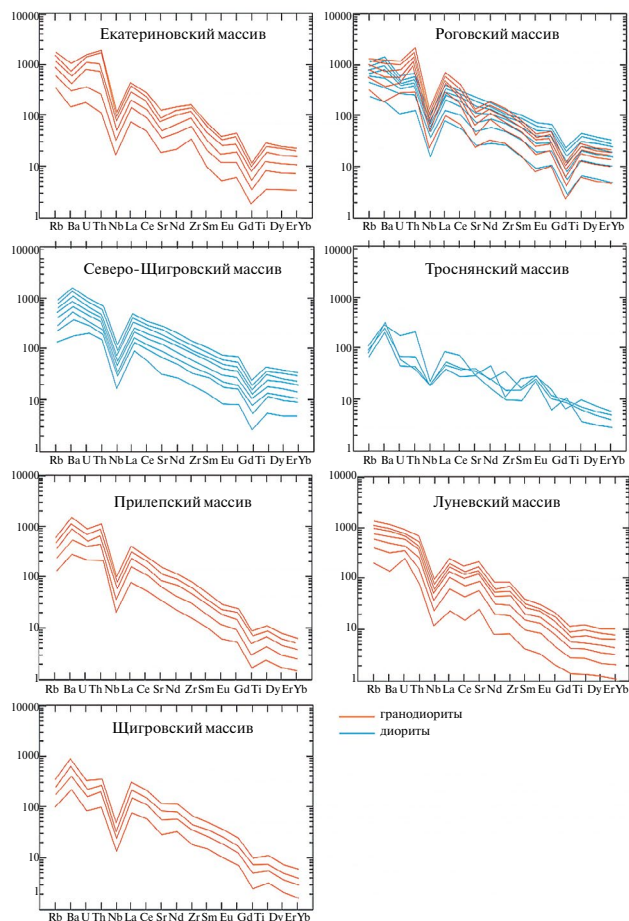
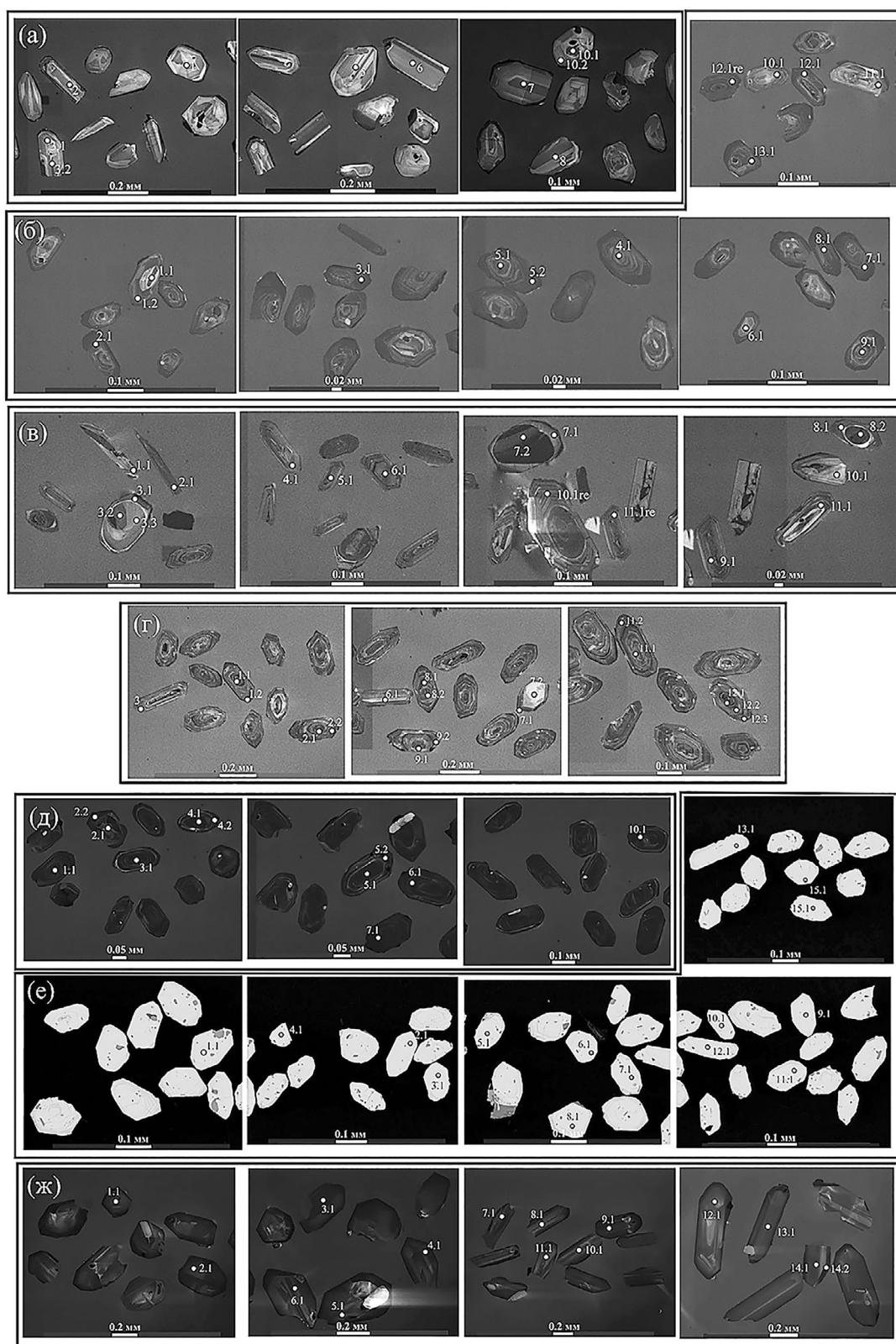


Рис. 13. Нормализованное к примитивной мантии распределение элементов для гранитоидов Тимской структуры (данные по валовым составам проб).

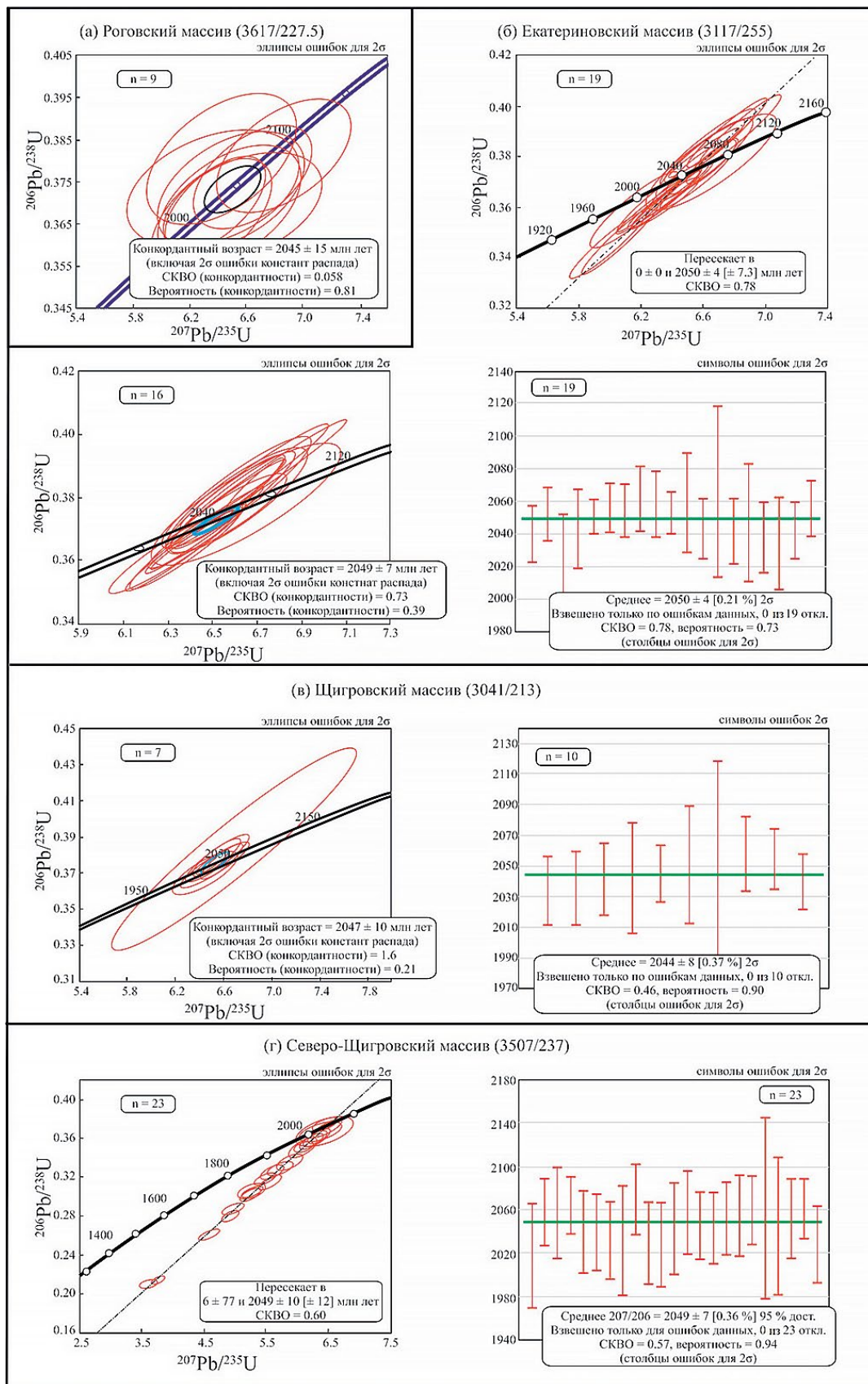
зернах и внешних оболочках был получен конкордантный возраст  $2047 \pm 10$  млн лет ( $n = 7$ , СКВО = 1.6; вероятность конкордантности 0.21), который в пределах ошибки совпадает с рассчитанным средневзвешенным  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$  возрастом  $2044 \pm 8$  млн лет ( $n = 10$ , СКВО = 0.46; вероятность конкордантности 0.90) (рис. 15в).

Анализ темных ядер был выполнен в четырех точках и получены значительно более древние возрасты от 2753 до 3393 млн лет (см. Supplementary 8, ESM\_8). Таким образом, циркон из гранодиоритов Щигровского массива содержит унаследованные более древние архейские ядра и более молодые магматические оболочки и кристаллы с палеопротерозойскими возрастами.

**Северо-Щигровский массив.** Акцессорные цирконы из диоритов Северо-Щигровского массива представлены в основном бесцветными субидiomорфными и идиоморфными короткопризматическими кристаллами размером от 100 до 250 мкм, часто трещиноватыми, содержащими включения других минеральных фаз, а также флюидные



**Рис. 14.** Катодолюминесцентные изображения (а–д, ж) и снимки в отраженных электронах (е) зерен циркона из гранитоидов Курского блока: (а) проба 3617/227.5, Роговский массив; (б) проба 3117/255, Екатериновский массив; (в) проба 3041/213, Щигровский массив; (г) проба 3507/237, Северо-Щигровский массив; (д) проба 3098/303, Прилепский массив; (е) проба 4006/253.1, Луневский массив; (ж) проба 3577/363.4, Троснянский массив. Номера точек анализов соответствуют таковым в Supplementary 8, ESM 8.



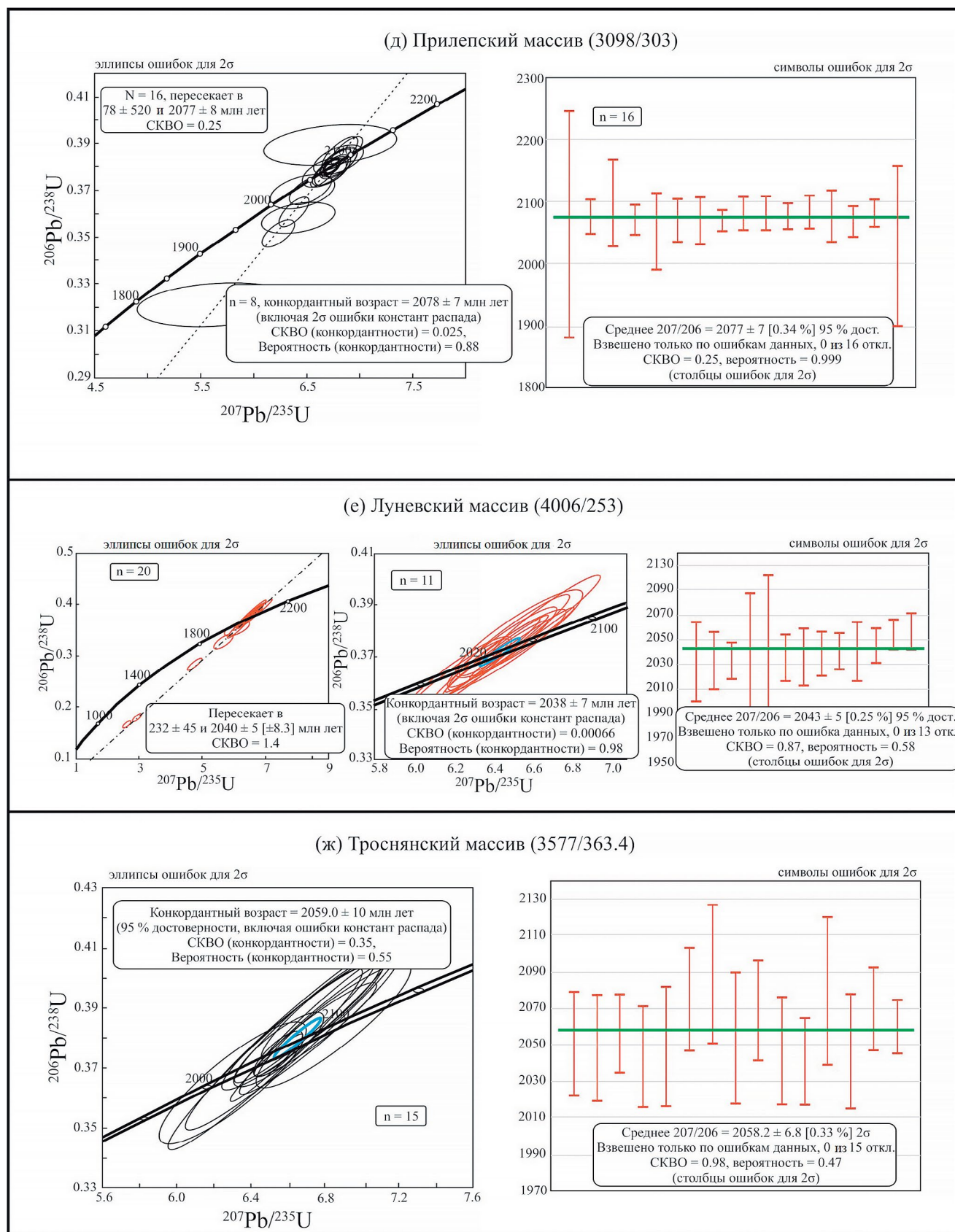


Рис. 15. Результаты U-Pb датирования цирконов из гранитоидов методом SIMS.

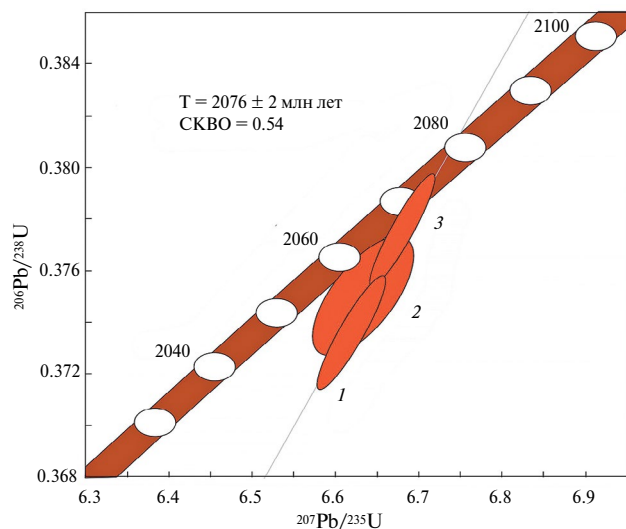


Рис. 16. Результаты U-Pb датирования цирконов из пробы 3507/237 (Северо-Щигровский массив) методом ID-TIMS.

включения. В КЛ в цирконах отмечается осцилляторная концентрическая зональность (рис. 14г).

Было выполнено 23 анализа в 9 зернах, анализировались и центральные, и краевые части кристаллов (рис. 15г). Все результаты на графике с конкордией аппроксимируются единой линией регрессии, где большая часть значений образует конкордантный кластер (рис. 15г). Невысокая девиация точек от линии регрессии (СКВО = 0.60) предполагает минимальное воздействие докембрийских процессов на кристаллы циркона. Возраст по верхнему пересечению с конкордией (23 анализа) составляет  $2049 \pm 10$  млн лет. Значения, полученные по нижнему пересечению дискордии, учитывая сложную историю пород, вероятнее всего, не имеют геологического смысла. С этими результатами совпадает рассчитанный средневзвешенный возраст  $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$   $2049 \pm 7$  млн лет ( $n = 23$ , СКВО = 0.46; вероятность конкордантности 0.94) (рис. 15г).

Возраст циркона из Северо-Щигровского массива, определенный методом ID-TIMS, составляет  $2076 \pm 2$  млн лет (рис. 16; см. Supplementary 9, ESM\_9), что почти на 20 лет древнее значения  $2058 \pm 7$  млн лет, полученного с помощью SHRIMP-II для цирконов из той же пробы 3507/237.

**Прилепский массив.** Были выполнены определения возраста циркона для проб гранодиорита 3098/303 (скв. 3098, гл. 303 м). Циркон в пробе 3098/303 представлен идиоморфными и субидиоморфными призматическими непрозрачными зернами светло-коричневой и серой окраски, размером 100–300 мкм, коэффициентом удлинения 1.5–3 (рис. 14д). В КЛ видна структура роста – тонкая концентрическая осцилляторная зональность.

Унаследованных ядер не выявлено. Структурные и морфологические признаки указывают на магматическую природу циркона и практически отсутствие значительных наложенных событий.

В пробе 3098/303 было выполнено 16 определений в 10 зернах, анализировались и центральные, и краевые части (рис. 15д). Все результаты на графике с конкордией аппроксимируются единой линией регрессии (рис. 15д). Невысокая девиация точек от линии регрессии (СКВО = 0.25) предполагает минимальное воздействие докембрийских процессов на анализированные цирконы. Возраст по верхнему пересечению с конкордией составляет  $2077 \pm 8$  млн лет ( $n = 16$ , СКВО = 0.25). Значения, полученные по нижним пересечениям дискордии, учитывая сложную историю пород, вероятнее всего, не имеют геологического смысла. С этой оценкой совпадает рассчитанный по 8 определениям конкордантный возраст  $2078 \pm 7$  млн лет ( $n = 8$ , СКВО = 0.025, вероятность конкордантности 0.88). Полученные результаты совпадают с рассчитанным средневзвешенным значением возраста  $2078 \pm 7$  ( $n = 16$ , СКВО = 0.25, вероятность конкордантности 0.999), и его можно принять как возраст кристаллизации.

**Луневский массив.** Определения возраста циркона выполнены для пробы гранодиоритов 4006/252.5 (скв. 4006, гл. 252.5). Циркон рыже-коричневого цвета, полупрозрачный, представлен идиоморфными и субидиоморфными призматическими полупрозрачными кристаллами светло-коричневой окраски, размером 80–200 мкм с коэффициентом удлинения 1.5–4 (рис. 14е). Присутствуют многочисленные твердофазные включения. В катодолюминесценции видна структура роста – тонкая концентрическая осцилляторная зональность. Явных унаследованных ядер не выявлено. Структурные и морфологические признаки указывают на магматическую природу циркона и практическое отсутствие значительных наложенных событий.

Было выполнено 20 анализов в 18 зернах (рис. 15е; см. Supplementary 8, ESM\_8). Все результаты на графике с конкордией аппроксимируются единой линией регрессии (рис. 15е). Невысокая девиация точек от линии регрессии (СКВО = 1.4) предполагает минимальное воздействие докембрийских процессов на цирконы. Возраст по верхнему пересечению с конкордией (20 анализов) составляет  $2040 \pm 5$  млн лет.

Значения, полученные по нижним пересечениям дискордии, учитывая сложную историю пород, вероятнее всего, не имеют геологического смысла. Этот возраст совпадает с рассчитанным конкордантным возрастом  $2038 \pm 7$  млн лет (11 анализов, СКВО = 0.00066; вероятность конкордантности 0.98) (рис. 15е). Полученные результаты совпадают в пределах погрешности с рассчитанным

средневзвешенным значением возраста  $2043 \pm 5$  млн лет (СКВО = 0.87, вероятность конкордантности 0.58), который можно принять как возраст кристаллизации.

**Троснянский массив.** Выполнены определения возраста циркона из пробы диоритов Троснянского массива (скв. 3577, гл. 363.4). Циркон представлен прозрачными и полупрозрачными идиоморфными призматическими и изометричными кристаллами размером 150–300 мкм (рис. 14ж). В КЛ циркон темный с осциляционной зональностью и редкими более светлыми ядрами (рис. 14ж).

В ходе U-Pb геохронологических исследований получены 14 конкордантных и субконкордантных оценок возраста ( $D < 4\%$ ) циркона (см. Supplementary 8, ESM\_8), в совокупности дающих значение  $2059 \pm 10$  млн лет ( $n = 14$ , СКВО = 0.35, вероятность конкордантности 0.55). Средневзвешенное значение возраста, рассчитанное по  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , составляет  $2058 \pm 7$  млн лет (СКВО = 0.98, вероятность конкордантности 0.47) (рис. 15ж), что можно принять как оценку возраста кристаллизации.

Таким образом, результаты геохронологического датирования показали, что с учетом довольно больших погрешностей (10–15 млн лет) гранодиорит-диоритовые интрузии образовались в достаточно широком диапазоне 2045–2078 млн лет.

## Sm-Nd И Lu-Hf ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА

По Sm-Nd изотопно-геохимическим данным для валовых проб гранитоиды всех массивов характеризуются отрицательными величинами  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  (см. Supplementary 10, ESM\_10). При этом породы Луневского и Прилепского массивов в восточной части Тимской структуры имеют более радиогенный состав Nd, чем остальные массивы  $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -3.6$  и  $-2.9$  и модельные возрасты  $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2.64$  и 2.58 млрд лет соответственно (см. Supplementary 10, ESM\_10; рис. 17). Наименьшими значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  характеризуются диориты Северо-Щигровского ( $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -9.3$ ) и Троснянского ( $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -8.4$ ) массивов по сравнению с гранодиоритами Роговского, Екатериновского и Щигровского массивов ( $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  от  $-6.0$  до  $-6.8$ ). Их модельные возрасты  $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$  составляют 2.81–3.28 млрд лет.

Похожая дифференциация гранитоидных массивов наблюдается по Lu-Hf изотопии циркона. Наиболее радиогенный состав Hf имеют цирконы из гранитоидов Луневского и Прилепского массивов ( $\epsilon_{\text{Hf}}(T) = -2.1 \dots -9.2$ ) (см. Supplementary 11, ESM\_11; рис. 18). Промежуточное положение занимают гранодиориты Щигровского массива, где присутствует циркон как с низкорadiогенным составом Hf ( $\epsilon_{\text{Hf}}(2044) = -19.3 \dots -19.8$ ), так и с более радиогенным ( $\epsilon_{\text{Hf}}(2044) = -2.7 \dots -9.6$ ). Кроме того, в Щигровском массиве присутствуют ксеногенные зерна циркона с возрастaми 2.75 и 2.83

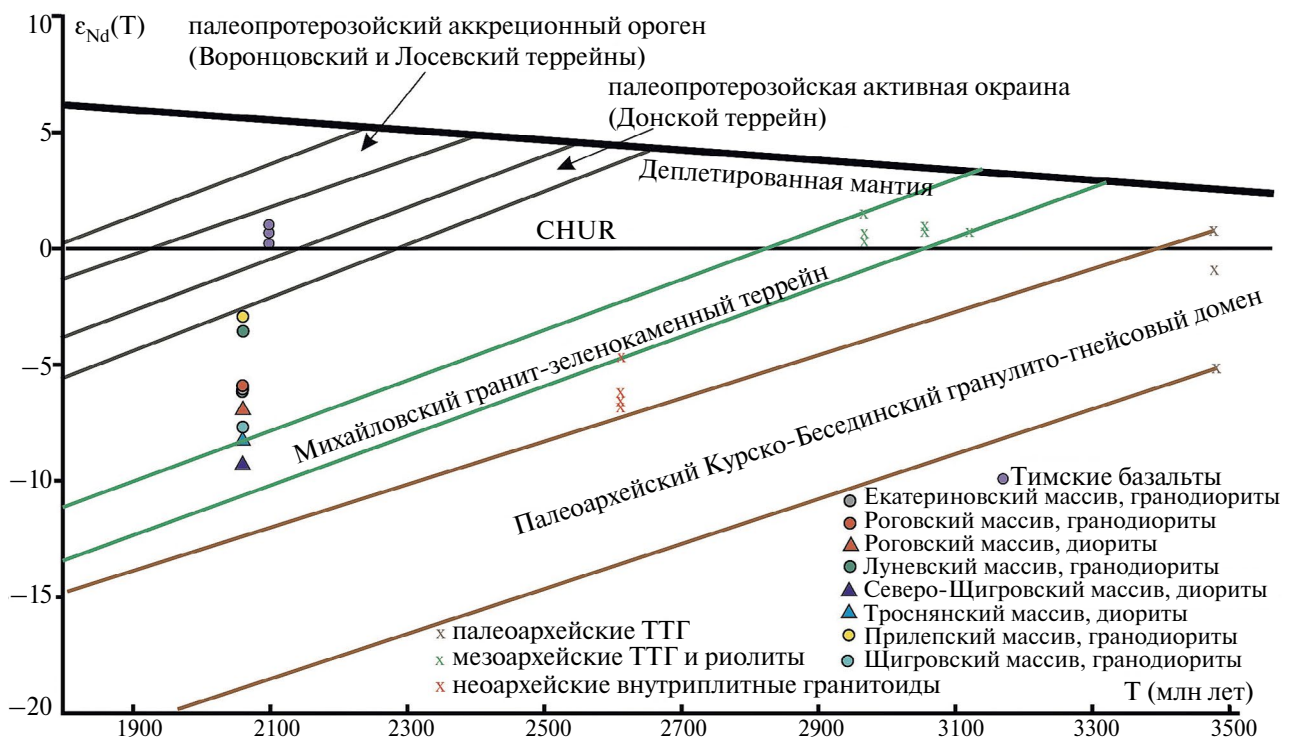


Рис. 17. Диаграмма  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ –возраст для гранитоидов Курского блока.

млрд лет и значениями  $\epsilon_{\text{Hf}}(T) + 2.1$  и  $-8.7$  соответственно. Циркон из гранодиоритов Екатеринбургского массива имеет похожий изотопный состав Hf ( $\epsilon_{\text{Hf}}(2050) = -3.5 \dots -13.5$ ), но без максимальных отрицательных значений. В остальных массивах циркон характеризуется низкорadiогенным составом Hf: в Роговском  $\epsilon_{\text{Hf}}(2045) = -8.0 \dots -19.7$ , в Северо-Щигровском  $\epsilon_{\text{Hf}}(2049) = -13.9 \dots -21.6$  и в Троснянском  $\epsilon_{\text{Hf}}(2045) = -10.1 \dots -15.4$ . Модельные возрасты, рассчитанные для циркона по двухстадийной модели ( $T_c$ ), для Луневского и Прилепского массивов мезоархейские, а для остальных массивов палеоархейские и даже эоархейские (см. Supplementary 11, ESM\_11).

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### *Возраст гранитоидного магматизма Тимского террейна*

Проведенные U-Pb изотопно-геохронологические исследования циркона фиксируют значительный возрастной интервал внедрения гранитоидов Тимского террейна длительностью 40 млн лет от  $2038 \pm 7$  до  $2078 \pm 7$  млн лет. Это совпадает со сделанными ранее оценками возраста гранитоидов Тимского террейна в интервале 2046–2086 млн лет (Артеменко и др., 1995). Вариации оценок

возрастов гранитоидов методом SIMS не коррелируют с их составом и положением в Тимском террейне.

### *Процессы коровой эволюции расплавов*

При анализе петрогеохимических особенностей всех изученных диорит-гранодиоритовых массивов обращают на себя внимание закономерные изменения составов и многочисленные черты геохимического сходства гранитоидов. Эти особенности в сочетании с тесной пространственной сопряженностью диоритов и гранодиоритов в составе единых массивов могли бы указывать на генетическую взаимосвязь с образованием гранодиоритовой магмы за счет дифференциации исходного диоритового расплава. Однако в рамках такой модели сложно объяснить многие имеющиеся фактические данные. Во-первых, при ведущей роли кристаллизационной дифференциации невозможно объяснить разрыв в составах между диоритами и гранодиоритами в интервале содержаний  $\text{SiO}_2$  62–65 мас.% (рис. 9). Во-вторых, различия изотопного состава неодима с более радиогенным изотопным составом в гранодиоритах по сравнению с диоритами исключают механизм фракционной кристаллизации и контаминации (AFC) единого исходного расплава и предполагают существование как минимум двух независимых источников диоритового

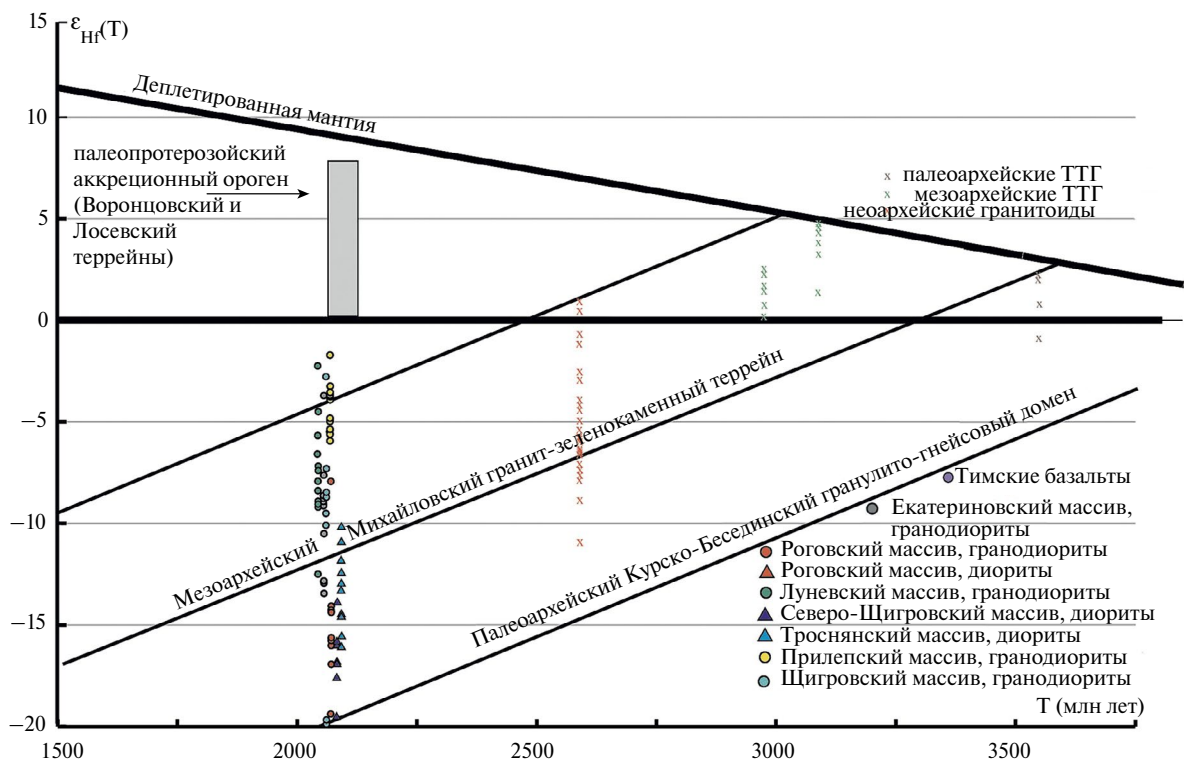


Рис. 18. Диаграмма  $\epsilon_{\text{Hf}}(T)$ –возраст зерен цирконов из гранитоидов Курского блока.

и гранодиоритового расплава. В-третьих, в рамках модели кристаллизационной дифференциации единого расплава сложно объяснить появление в одном массиве гранитоидов с контрастными геохимическими характеристиками. Например, в совокупности образцов гранодиоритов из Роговского и Екатериновского массивов контрастно выделяется по одному с резко фракционированным спектром REE, низкой концентрацией тяжелых лантаноидов и Y, и высокой — Sr. Это предполагает либо источник с такими характеристиками, либо формирование в равновесии с гранатсодержащим реститом. Такие отличия, необъяснимые за счет дифференциации единого материнского расплава, заставляют предполагать, что в формировании Роговского и Екатериновского массивов принимали участие кислые расплавы, образованные за счет двух разных по составу и (или) условиям магмогенерации источников.

Таким образом, диориты и гранодиориты стойло-николаевского комплекса, вероятно, не связаны процессами кристаллизационной дифференциации, а представляют независимые порции расплава, сформированные за счет источников, различавшихся по составу, глубине расположения и коровой предыстории.

#### *Источники расплава*

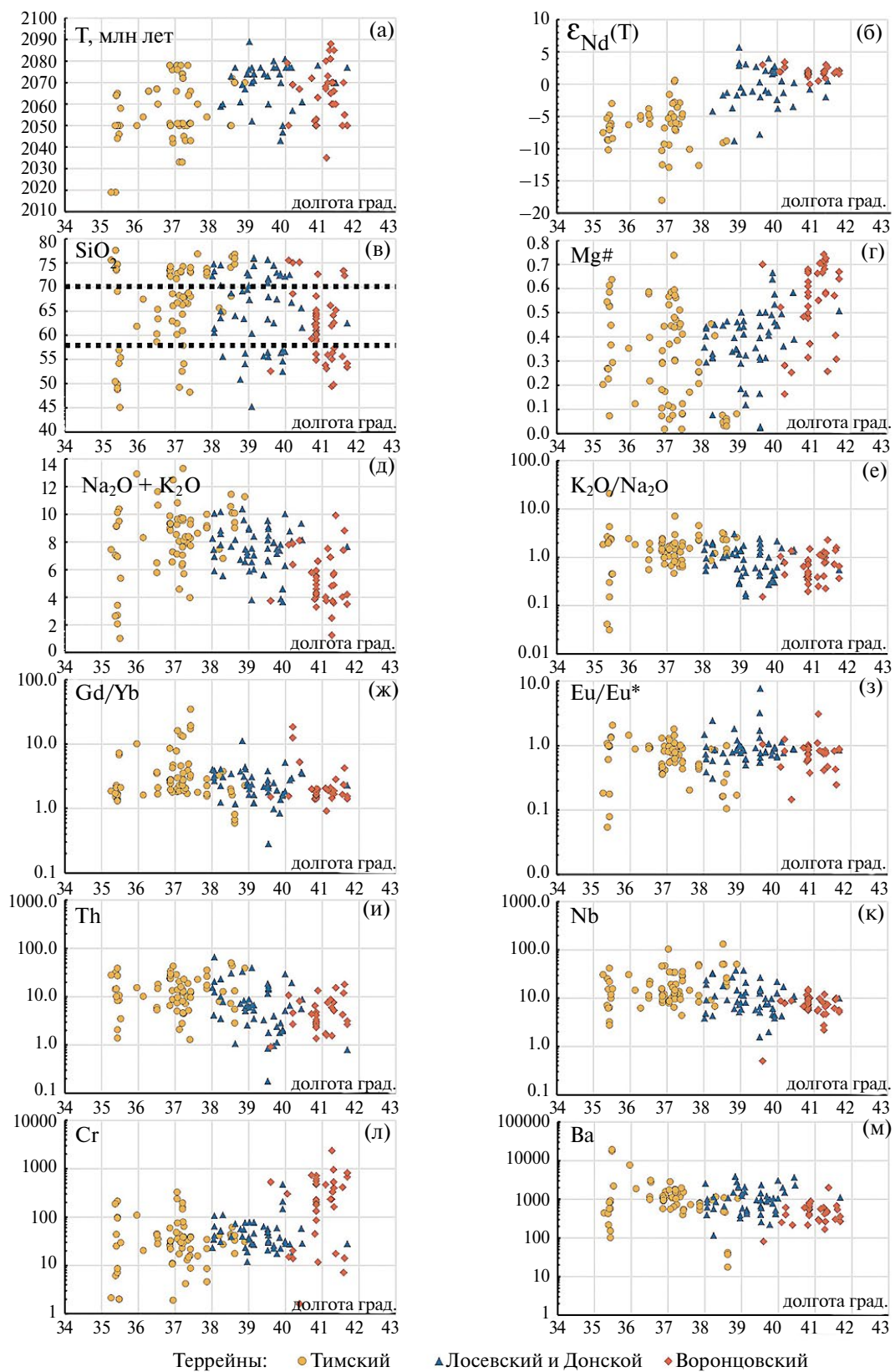
Анализ полученных данных показывает, что определяющим фактором разнообразия интрузивного магматизма Тимского террейна могло служить различие источников расплава. Разные по кремнекислотности гранитоиды имели, вероятно, разный состав источников расплава. Диориты требуют более мафического состава прещественников, которыми могли служить мантийные базальтовые магмы. В пользу этого свидетельствуют мафические включения, обнаруженные в диоритах Троснянского массива. Для гранодиоритов источниками могли служить как метабазиты, так и, что более вероятно, тоналитовые гнейсы, слагающие основной объем коры Курского блока.

Изотопно-геохимические характеристики гранитоидов указывают на разную коровую предысторию источников их материнских расплава. Расположенные в западной части Тимского террейна Северо-Щигровский и Троснянский диоритовые массивы имеют наиболее низкорadiогенный состав Nd в породах ( $\epsilon_{Nd}(T) = -9.3$  и  $-8.4$  соответственно), длительную коровую предысторию и палео- и мезоархейские источники (см. Supplementary 9, ESM\_9; рис. 17). Эти результаты дополняются данными об изотопном составе Hf в цирконе (см. Supplementary 10, ESM\_10; рис. 18), который демонстрирует еще более древние палеоархейские и даже хадейские источники. Роговский, Екатериновский и Щигровский диорит-гранодиоритовые

массивы на западе Тимского террейна имеют также низкорadiогенный состав Nd и мезоархейские источники, причем в Роговской интрузии диориты имеют более низкорadiогенный состав Nd, чем гранодиориты. Изотопный состав Hf в цирконе из этих массивов свидетельствует о неоднородных древних, главным образом, палеоархейских источниках с широким разбросом значений модельных возрастов, что указывает на ведущую роль разновозрастных коровых источников в генезисе гранитоидных магм. Участие очень гетерогенной по возрасту коры в образовании гранитоидных расплава подтверждается также находками в гранодиоритах Щигровского массива унаследованных зерен палео-, мезо- и неоархейского циркона.

В восточной части Тимского террейна гранодиориты Луневского и Прилепского массивов отличаются значительно более радиогенным изотопным составом Nd и имеют неоархейский модельный возраст ( $T_{Nd}(DM) = 2.58-2.64$  млрд лет) (рис. 17). Это, вероятно, было связано с субдукционной добавкой в архейскую кору Курского блока ювенильного палеопротерозойского материала и дополняет картину возрастной гетерогенности литосферы Тимского террейна. Цирконы из этих массивов характеризуются широким диапазоном отрицательных значений  $\epsilon_{Hf}(T)$  (рис. 18), по-видимому, отвечающих неоднородному источнику.

Широкие вариации содержаний и степени фракционирования тяжелых REE могут указывать на разные глубины зарождения гранитоидных магм. Так, слабо фракционированные спектры тяжелых лантаноидов ( $(Gd/Yb)_n < 2.2$ ) и отрицательная Eu-аномалия в диоритах Северо-Щигровского и Роговского массивов предполагают, что зарождение их материнских расплава происходило в равновесии с плагиоклазсодержащим безгранатовым реститом, т.е. на умеренных глубинах. Напротив, диоритовые расплавы Троснянского массива с фракционированными тяжелыми REE ( $(Gd/Yb)_n = 2.2-3.0$ ) и положительной Eu-аномалией, вероятно, являются более глубинными и зарождались в поле устойчивости граната. Это объясняется тем, что западнее Тимской структуры мощность континентальной коры, возможно, увеличена в результате надвига мезоархейского гранит-зеленокаменного террейна на палеоархейскую гранулит-гнейсовую область (Savko et al., 2021b). Гранодиориты отличаются более широкими вариациями значений  $(Gd/Yb)_n$ , чем диориты, что предполагает разные по глубине источники исходных расплава. Для гранодиоритов Екатериновского и Роговского массивов характерны в целом менее глубинные условия зарождения расплава ( $(Gd/Yb)_n < 2.1$ ), чем для Щигровского и Прилепского массивов ( $(Gd/Yb)_n > 3.8$ ). Промежуточное положение занимает Луневский массив ( $(Gd/Yb)_n = 2.0-3.3$ ).



**Рис. 19.** Диаграммы изменений основных химических и изотопных особенностей пород террейнов Курского блока в зависимости от долготы.

Широкие вариации концентраций щелочных, высокозарядных (Zr, Hf, Nb, Ta, Th) и легких REE (рис. 13) в гранитоидах, недостижимые за счет кристаллизационной дифференциации, могут быть связаны как с условиями плавления, так и с разными концентрациями этих элементов в источниках расплавов.

Таким образом, мы наблюдаем «пеструю» картину изотопно-геохимических характеристик и глубин зарождения расплавов для разновозрастных и пространственно сближенных палеопротерозойских гранитоидных массивов в составе Тимского террейна. Выявленные петрогенетические особенности диорит-гранодиоритового магматизма в Тимском террейне определяют источники расплавов, условия их зарождения и коровой эволюции. Широкие вариации и отрицательные значения величин  $\epsilon_{Nd}(T)$  в породах и  $\epsilon_{Hf}(T)$  в цирконе во всех изученных образцах указывают, что гранитоидные расплавы образовались за счет неоднородных по составу и возрасту литосферных источников, сформированных в ходе палео-, мезо- и неогархейских эпизодов роста коры. Субщелочной характер магматизма, повышенные концентрации K, Ba, Sr, P, Zr, Mg# и легких REE в сочетании с резкой отрицательной Nb-аномалией – индикаторы плавления обогащенных источников в присутствии водного флюида. Широкие вариации значений  $(Gd/Yb)_n$  указывают на разноглубинное плавление в равновесии с гранатовым и безгранатовым респитом. Выраженный бимодальный характер магматизма предполагает два автономных источника расплавов. Диориты могут представлять продукты AFC процесса более мафических расплавов, сформированных при плавлении обогащенной литосферной мантии. Гранодиориты могли образоваться при плавлении базальтового или более кислого диорит-тоналитового корового источника. Роль внутрикоровой дифференциации диоритовых и гранодиоритовых расплавов была минимальной. Все перечисленные характеристики указывают, что образование гранитоидов Тимского террейна происходило при плавлении гетерогенной архейской литосферы, претерпевшей переработку в палеопротерозойское время.

*Сравнение посттектонического магматизма в террейнах Восточно-Сарматского орогена*

Результаты изучения гранитоидов Тимского террейна дополняют общую картину и позволяют провести сравнительный анализ возрастных и петрогенетических характеристик посттектонического магматизма (интрузивного, субвулканического и эффузивного) в разных террейнах Восточно-Сарматского орогена для оценки применимости обобщаемых тектонических моделей.

*Оценки возраста* посттектонических гранитоидов в разных террейнах Восточно-Сарматского орогена близки (рис. 19а). В Тимском террейне подавляющее большинство изотопных возрастов массивов гранитоидов группируется в интервале  $2060 \pm 20$  млн лет, единичные массивы имеют возрасты 2030–2020 млн лет. Предшествовавший базитовый магматизм, связанный с субдукционными процессами и приведший к открытию задугового Тимского бассейна, датирован возрастом 2099 млн лет (Цыбуляев и др., 2021).

В Лосевском и Донском террейнах все датированные посттектонические гранитоиды комплексов также укладываются в возрастной интервал  $2060 \pm 20$  млн лет, хотя преобладающая часть оценок возраста гранитоидов в этих террейнах составляет около 2070 млн лет, и только два массива моложе 2050 млн лет. Возраст субдукционных процессов в Лосевском террейне оценивается по кислым вулканитам и островодужным базитам как 2170–2140 млн лет (Терентьев и др., 2014). В Воронцовском террейне возраст гранитоидов отвечает временному интервалу 2050–2090 млн лет, большинство оценок группируется между 2060 и 2070 млн лет. Самая молодая популяция детритового циркона в граувакках Воронцовского террейна, образовавшихся при разрушении островодужных построек, датирована возрастом 2100 млн лет (Ерофеева и др., 2023).

Таким образом, во всех террейнах Восточно-Сарматского орогена протяженность посттектонического гранитоидного магматизма составляла около 40 млн лет. Кроме того, возможно некоторое омоложение возраста гранитоидов с востока на запад.

*По составу* посттектонические интрузивные (или магматические) комплексы террейнов Восточно-Сарматского орогена несколько различаются (рис. 19в–19е). В Тимском террейне широко представлены породы среднего и кислого состава при редкой встречаемости пород основного состава. В Лосевском и Донском террейнах породы основного, среднего, кислого и ультракислого составов представлены примерно в равных пропорциях. В Воронцовском террейне гипербазиты, габбро-нориты, нориты и диориты пользуются большим распространением, чем гранодиориты и граниты, высококременистые гранитоиды редки. Помимо вариаций содержания  $SiO_2$ , посттектонический магматизм в террейнах Восточно-Сарматского орогена закономерно различается по содержанию других петрогенных оксидов. С перемещением с востока на запад из Воронцовского к Тимскому террейну устанавливается общее снижение магнетизмности магматических пород и рост их общей щелочности с увеличением доли  $K_2O$  (рис. 19г–19е).

*Геохимические особенности* посттектонических магматических комплексов также демонстрируют закономерные вариации в террейнах Восточно-Сарматского орогена (рис. 19ж–19м), которые, вероятно, отражают различия в составах источников и условиях их плавления. При перемещении из Воронцовского в Тимской террейн в магматических породах наблюдается увеличение концентраций крупноионных литофильных и высокозарядных элементов, включая Th, Nb, Ba (рис. 19и, 19к, 19м) и другие, что, возможно, отражает увеличение степени обогащенности литосферных мантийного и корового источников. Высокие концентрации Sr, Ni, Co (рис. 19л) и других «мантийных» элементов в магматических комплексах Воронцовского террейна в сочетании с умеренными содержаниями в них LILE и HFSE могут указывать на менее обогащенную примитивную литосферу этого террейна и, возможно, участие подлитосферного источника. Заметный рост значений  $(\text{Gd/Yb})_n$  и  $\text{Eu/Eu}^*$  (рис. 19ж, 19з) в посттектонических породах при переходе от Воронцовского к Тимскому террейну отражает, вероятно, увеличение роли граната и уменьшение роли плагиоклаза в реститах материнских расплавов, что в целом отражает увеличение глубины магомгенерации при перемещении с востока на запад в Восточно-Сарматском орогене.

*Sm-Nd изотопно-геохимические характеристики* посттектонических гранитоидов в террейнах Восточно-Сарматского орогена контрастно различаются и закономерно изменяются с запада на восток (рис. 19б). В Тимском террейне гранитоиды имеют отрицательные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ , и в направлении к Волго-Донскому орогену в них отмечается все более радиогенный состав Nd. Значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -9 \dots -8$  в тыловой части структуры сменяются  $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -3 \dots -2$  при приближении к Лосевскому и Донскому террейнам. Причем низкорadiогенный состав Nd также имеют и габброиды Тимского террейна с возрастом  $\approx 2.06$  млрд лет (Бойко и др., 2014; Савко и др., 2022).

В Донском террейне гранитные батолиты павловского комплекса имеют более радиогенный состав Nd и тенденцию его изменения к положительным значениям  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  на восток в направлении к Воронцовскому террейну. К примеру, на границе с Тимским террейном в них еще отмечаются отрицательные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = -2.4 \dots -1.3$ , которые сменяются положительными ближе к Воронцовскому террейну (Terentiev et al., 2020). Северо-восточнее в Лосевском террейне все крупные батолиты усманского комплекса имеют радиогенный состав Nd и положительные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$  (Terentiev et al., 2016b). В Воронцовском террейне гранитоиды имеют только положительные значения  $\epsilon_{\text{Nd}}(T) = 1.6-3.1$ .

Таким образом, изотопно-геохимические характеристики гранитоидов Восточной Сарматии

обнаруживают закономерные изменения в изотопном составе Nd, которые отражают изменение возраста литосферных источников от палео- и мезоархейских для Тимского террейна к неоархейским и палеопротерозойским для Донского и Лосевского террейнов и только палеопротерозойским для Воронцовского.

#### *Геодинамические обстановки проявления посттектонического магматизма Восточно-Сарматского орогена*

Вопросы тектонических обстановок формирования посттектонических магматических ассоциаций Восточно-Сарматского орогена обсуждались многими исследователями, но исключительно в масштабах отдельных магматических комплексов и террейнов. Формирование габброидов Тимского террейна связывалось с континентальным рифтогенезом (Бойко и др., 2014), а гранодиоритов – с коллизией (Чернышов и др., 1997) и с постколлизийным растяжением (Савко и др., 2014б). Для гранитоидов Лосевского и Донского террейнов предполагалась надсубдукционная природа (Чернышов и др., 1997) или поздне- и постколлизийная обстановка (Terentiev et al., 2016a, Terentiev et al., 2020). В Воронцовском террейне базит-гипербазитовый магматизм рассматривался как результат внутриплитного рифтогенеза и рассеянного спрединга, а гранитный – как коллизийный (Чернышов и др., 1997). В более поздних работах (Савко и др., 2014а; Терентьев, Савко, 2016; Terentiev et al., 2016б, 2018) считалось, что базиты, кольцевой Ольховский плутон, граниты А- и S-типов, а также андезиты в Калачском грабене в Воронцовском террейне образуются в постколлизийной обстановке при распаде коллизийного орогена.

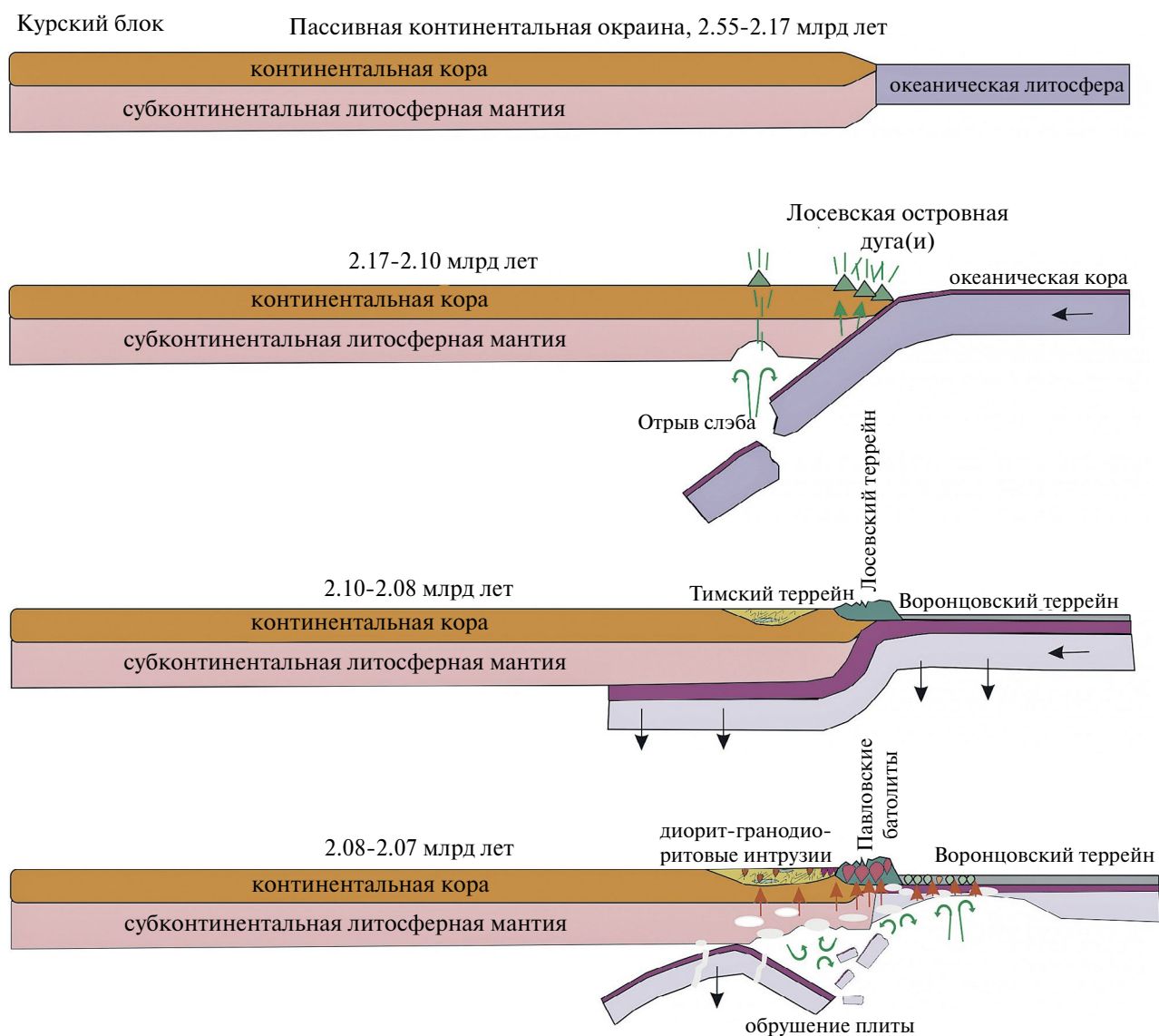
Рассмотрение террейнов по отдельности не способствует пониманию тектоники, поскольку посттектонические магматические комплексы в разных террейнах, имеющие сходную структурно-тектоническую позицию, близкие изотопные возрасты и тесную пространственную сопряженность в составе общей тектонической структуры Восточно-Сарматского орогена, являются, вероятно, частями единой крупной магматической провинции, и их формирование было связано с общим тектоническим/геодинамическим режимом. Расшифровка этого режима для Восточной Сарматии является частью общей проблемы тектоники и геодинамики кислых крупных изверженных провинций (ККИП или silica large igneous provinces – SLIPs), которые широко развиты и в докембрийских, и в фанерозойских областях и активно изучаются в последние десятилетия (Bryan, Ferrari, 2013; Navarrete et al., 2024; Rodríguez et al., 2022). В настоящее время обсуждаются две главные геодинамические модели формирования SLIPs – в связи с плавлением

континентальной литосферы при подъеме глубинных плюмов (Цыганков и др., 2017; Ernst, 2014) или при постсубдукционных процессах разрушения литосферы (Navarrete et al., 2024).

Данные о площадном распространении магматических комплексов с возрастом 2.05–2.08 млрд лет на территории всего Восточно-Сарматского орогена и их возрастная корреляция с крупным магматическим плюмовым событием на других кратонах (Bushveld age) могли бы указывать на плавление литосферы Восточной Сарматии под воздействием крупного глубинного мантийного плюма, ведущая роль которого широко обсуждается для ККИП (Цыганков и др., 2017). Однако плюмовая модель предполагает объемный базитовый магматизм с участием примитивных мантийных

базальтов в Тимском и соседних Лосевском и Донском террейнах, который проявлен спорадически, а деплетированные ювенильные базиты отсутствуют. Кроме того, мы должны признать необычайную своевременность и «меткость» глубинного плюма, поднявшегося точно под Восточно-Сарматский ороген примерно через 30 млн лет после завершения в нем активных субдукционных процессов.

Альтернативой глубинного мантийного плюма мог служить астеносферный диапир, инициированный растяжением литосферы при коллапсе Восточно-Сарматского орогена (Савко и др., 2014а, 2014б; Терентьев, Савко, 2016; Terentiev et al., 2016б). Этот механизм наиболее востребован исследователями, поскольку с его помощью можно объяснить пространственную и временную



**Рис. 20.** Геодинамическая модель развития восточного фланга Сарматии и Восточно-Сарматского орогена в палеопротерозое.

взаимосвязь разнообразных гранитоидов в истории Восточно-Сарматского орогена, а также их субшелочной характер и геохимическую специфику, типичные для посторогенных комплексов фанерозойских поясов (Li, Li, 2007; Navarrete et al., 2024). Для этой модели наиболее подходит Воронцовский террейн, где больше, чем в других, выражен мафит-ультрамафитовый магматизм. Однако хорошая вещественная сохранность и сравнительно слабый метаморфизм вулканогенно-осадочных комплексов указывают, скорее, на его аккреционную, чем коллизионную природу, что делает маловероятным масштабную реализацию механизма коллапса орогена с постколлизионным растяжением и его значимый вклад в плавление литосферы.

Для нескольких фанерозойских SLIPs обсуждается близкий по сути механизм плавления континентальной литосферы при разрушении полового субдукционной океанической плиты (Li, Li, 2007; Liu et al., 2021; Navarrete et al., 2024). Представляется, что эта модель может быть наиболее применима для объяснения особенностей посттектонического магматизма Восточно-Сарматского орогена. Важно отметить, что крупномасштабные пологие слэбы нередки в геологической летописи и демонстрируют значительную изменчивость протяженности пологой субдукции (Li, Li, 2007; Liu et al., 2021; Navarrete et al., 2024; Wu et al., 2019).

Завершающий эпизод субдукционных процессов в Восточной Сарматии фиксируется одновременно около 2.1 млрд лет назад на самом востоке Воронцовского террейна в виде метаморфизованных осадочных пород (граувакк) аккреционного клина, образовавшихся при разрушении ювенильной внутриокеанической островной дуги в Волго-Донском океане (Ерофеева и др., 2023), в центре — в островодужном Лосевском террейне (Terentiev et al., 2017) и на самом западе в Тимском террейне в виде вулканогенно-осадочных комплексов задугового бассейна, образовавшегося около 2.1 млрд лет назад на континентальной коре Курского блока при отрыве погружающейся плиты (Цыбуляев и др., 2021). Это дает основание предполагать, что около 2.1 млрд лет назад вся Восточная Сарматия на протяжении около 800 км подстилалась океанической плитой (рис. 20).

На начальных стадиях погружения плоского слэба происходит прогибание перекрывающей плиты и появление морских (или озерных) бассейнов во внутренних регионах (Navarrete et al., 2024). Такой бассейн существовал в районе северного сочленения Лосевского и Воронцовского террейнов. Почти метаморфизованные груботерригенные породы и филлиты воронежской свиты (рис. 1) накапливались в узком интервале 2070–2074 млн лет (Terentiev et al., 2018) и плащом перекрывали усманские гранитоиды, флишевые метаосадки воронцовской серии и другие комплексы Лосевского

и Воронцовского террейнов. Короткое время существования воронежского бассейна объясняется сменой прогибания поднятием в результате отделения и погружения нижней плиты.

Между двумя плитами находилась гетерогенная смесь фрагментов метабазальтов, метаосадочных пород и порций мантийных расплавов, образующихся в результате поступления флюидов при дегидратации нижней плиты. Около 2.07 млрд лет назад эта океаническая плита начала разрушаться, о чем свидетельствует первое появление гранитов  $A_2$ -типа в центральной части Воронцовского террейна (Савко и др., 2014а). Эта важная трансформация от внутриконтинентального орогена к растяжению литосферы, вероятно, была связана с усилением гравитационного притяжения океанической плиты, поскольку метаморфические фазовые изменения сделали ее более плотной. Обрушение погруженной плиты (рис. 20) привело к аппеллингу астеносферной мантии и мафическому инфра- и/или андерплэйтингу. Значительное увеличение теплового потока вызвало внутрикоровое плавление в верхней плите, состоящей из спаянных в результате недавней субдукции разновозрастных фрагментов архейской и палеопротерозойской коры. Эти коровые расплавы могли смешиваться с магмами, образовавшимися при субдукции. Модельные возрасты  $T_{Nd}$  в породах и  $T_{Hf}$  в цирконах закономерно становятся моложе в направлении от Тимского террейна к Воронцовскому, указывая на смену древних архейских коровых источников ювенильными палеопротерозойскими. Основной объем магматизма составляют кислые и средние известково-щелочные породы с разноглубинными, в том числе и эклогитизированными источниками.

Обрушение плиты и внутрикоровое плавление были наиболее интенсивными в области «ретросубдукционного шва» — тектонического перехода («ступени») на границе с более мощной жесткой холодной архейской литосферой Тимского террейна и недавно образованной в результате субдукционно-аккреционных процессов «теплой» и «эластичной» островодужной корой Лосевского и Воронцовского террейнов. Именно в этой области отмечается наиболее высокотемпературный метаморфизм с возрастом 2.07 млрд лет (Savko et al., 2018), интенсивная переработка (переплавление) архейской коры на краю Курского блока (Тимской террейн), возникновение огромных батолитов павловских гранитов (Terentiev et al., 2020) Донского террейна, отделяющих Курский блок от Лосевского террейна (рис. 1). Повышенный тепловой поток на западной границе Воронцовского террейна также привел к выплавлению S-гранитов из флишевых метаосадков (Савко и др., 2014а).

Диорит-гранодиоритовый магматизм в виде не очень крупных интрузий в западной части Тимского террейна фиксирует образование

разноглубинных очагов плавления в древней архейской коре Курского блока в условиях меньшего теплопотока, чем на его восточной границе. Омоложение модельных возрастов  $T_{Nd}$  в породах и  $T_{Hf}$  в цирконах из диорит-гранодиоритовых массивов, близких к восточной границе Тимского террейна, объясняется вовлечением во внутрикоровые очаги плавления фрагментов палеопротерозойской литосферы. Распад нижней плиты также стал причиной образования небольшого количества габброидных интрузий с возрастом 2.07–2.05 млрд лет (Савко и др., 2022).

## ВЫВОДЫ

1. Посттектонический магматизм с возрастом 2.08–2.04 млрд лет в Тимском террейне представлен известково-щелочными гранодиоритами и диоритами, образовавшимися при плавлении неоднородных по составу палео-, мезо- и неоархейских обогащенных литосферных источников, претерпевших переработку в палеопротерозойское время. Роль внутрикоровой дифференциации диоритовых и гранодиоритовых расплавов была минимальной.

2. Синтез изотопно-геохимических данных для синхронного посттектонического магматизма Тимского террейна и террейнов Восточно-Сарматского орогена позволил сформулировать геодинамическую модель для SLIPs Восточной Сарматии с возрастом 2.08–2.04 млрд лет, в основу которой положен механизм пологой субдукции:

2.1. Около 2.1 млрд лет назад Восточная Сарматия на протяжении около 800 км подстилалась океанической плитой.

2.2. На начальных стадиях погружения плоско-го слэба происходит прогибание перекрывающей плиты и появление 2070–2074 млн лет назад в приграничной области Лосевского и Воронцовского террейнов Воронежского мелководного бассейна, который быстро исчезает при смене прогибания поднятием в результате отделения и погружения нижней плиты.

2.3. В результате дестабилизации океанической плиты, вызванной частичной эклогитизацией, около 2.07 млрд лет назад произошел переход от режима сжатия к растяжению. Последующее обрушение погруженной плиты (рис. 20) привело к апвеллингу астеносферной мантии и мафическому инфра- и/или андерплэйтингу. На начальных этапах погружения плиты образуются продукты низкой степени частичного плавления частично эклогитизированных субдуцированных пород.

2.4. Значительное увеличение теплового потока вызвало внутрикоровое плавление в верхней плите, состоящей из спаянных в результате недавней субдукции разновозрастных фрагментов архейской и палеопротерозойской коры.

Основной объем SLIPs Восточной Сарматии составляют кислые и средние известково-щелочные породы с разноглубинными, в том числе и эклогитизированными источниками. Диорит-гранодиоритовые магмы Тимского террейна образовались в разноглубинных очагах плавления в древней архейской коре на окраине Курского блока с вовлечением в источники расплавов фрагментов палеопротерозойской литосферы Восточно-Сарматского орогена.

*Благодарности.* Авторы выражают благодарность рецензентам В.В. Ярмолюку и А.А. Цыганкову за замечания и предложения, способствовавшие улучшению рукописи.

*Источники финансирования.* Исследование выполнено при поддержке госбюджетной темы ИГЕМ РАН № 124022400143-9.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Альбеков А.Ю., Рыборак М.В., Бойко П.С. Реперное U-Pb изотопное датирование палеопротерозойских габброидных формаций Курского блока Сарматии (Воронежский кристаллический массив) // Вестн. Воронежского ун-та. Сер. геол. 2012. № 2. С. 84–94.

Артемченко Г.В. Геохронологическая корреляция вулканизма и гранитоидного магматизма юго-восточной части Украинского щита и Курской магнитной аномалии // Киев: Наукова думка, Геохимия и рудообразование. 1995. Вып. 21. С. 129–154.

Бойко П.С., Альбеков А.Ю., Рыборак М.В. Петролого-геохимические особенности габброидов золотухинского комплекса Курского блока ВКМ как индикаторы геодинамической обстановки его формирования // Вестн. Воронежского ун-та. Сер. геол. 2014. № 1. С. 47–53.

Голишкин Н.И. Петрография и петрохимия пород стойло-николаевского габбро-диоритового комплекса // Материалы по геологии и полезным ископаемым центральных районов европейской части СССР. М., 1962. Вып. V. С. 25–33.

Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Савко К.А. История развития юго-западной окраины палеопротерозойского Волго-Донского океана (Восточно-Европейский кратон) // Литогенез и минерогения осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии. Материалы X Международного совещания по литологии. Воронеж, 2023. С. 102–105.

Кориш Е.Х., Савко К.А., Самсонов А.В., Червяковская М.В. Палеопротерозойские диориты Троснянского массива Курского блока Сарматии: U-Pb возраст, изотопная систематика и источники расплавов // Вестн. Воронежского ун-та. Сер. геол. 2020. № 1. С. 87–99.

Крестин Е.М., Леоненко Е.И. Петрология и потенциальная рудоносность габбро-диорит-гранодиоритовой формации раннего докембрия КМА

// Изв. Вузов. Геология и разведка. 1978. № 8. С. 33–45.

*Петракова М.Е., Терентьев Р.А., Юрченко А.В., Савко К.А.* Геохимия и геохронология палеопротерозойских кварцевых монцогаббро-монцодиорит-гранодиоритов плутона Потудань (Волго-Донской ороген) // Вест. СПб. ун-та. Науки о Земле. 2022. Т. 67. № 1. С. 74–96.

*Савко К.А., Полякова Т.Н.* Зональный метаморфизм и петрология метapelитов Тим-Ястребовской структуры, Воронежский кристаллический массив // Петрология. 2001. Т. 9. № 6. С. 593–611.

*Савко К.А., Самсонов А.В., Базилов Н.С.* Метатерригенные породы воронцовской серии Воронежского кристаллического массива: геохимия, особенности формирования и источники сноса // Вестн. Воронежского ун-та. Сер. геол. 2011. № 1. С. 70–94.

*Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н. и др.* Палеопротерозойские граниты А- и S-типов востока Воронежского кристаллического массива: геохронология, петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // Петрология. 2014а. Т. 22. № 3. С. 235–264.

*Савко К.А., Самсонов А.В., Базилов Н.С., Козлова Е.Н.* Палеопротерозойские гранитоиды Тим-Ястребовской структуры Воронежского кристаллического массива: геохимия, геохронология и источники расплавов // Вестн. Воронежского ун-та. Сер. геол. 2014б. № 2. С. 56–78.

*Савко К.А., Базилов Н.С., Артеменко Г.В.* Геохимическая эволюция железисто-кремнистых формаций Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии: источники вещества и геохронологические ограничения // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2015. Т. 23. № 5. С. 3–21.

*Савко К.А., Самсонов А.В., Холин В.М., Базилов Н.С.* Мегаблок Сарматия как осколок суперкратона Ваалбара: корреляция геологических событий на границе архея и палеопротерозоя // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2017. Т. 25. № 2. С. 3–26.

*Савко К.А., Кузнецов А.Б., Овчинникова М.Ю., Крамчанинов М.Ю.* Положительная аномалия  $\delta^{13}\text{C}$  и изотопный состав Sr в палеопротерозойских известняках тимской свиты Курского блока Сарматии // Докл. АН. 2021. Т. 497. № 2. С. 122–127.

*Савко К.А., Самсонов А.В., Кориш Е.Х. и др.* Палеопротерозойские роговообманковые габбро Гнилушинского массива Курского блока Сарматии: геохронология, источники расплавов и тектоническая позиция // Вестн. Воронежского ун-та. Сер. геол. 2022. № 3. С. 4–19.

*Савко К.А., Самсонов А.В., Цыбуляев С.В. и др.* Первая находка даек палеопротерозойских айллитов в Сарматии: геохимия и петрогенезис // Докл. АН. 2024. Т. 515. № 6. С. 71–80.

*Терентьев Р.А., Савко К.А.* Высокомагнезиальные низкотитанистые габбро-гранитные серии в

палеопротерозое Восточной Сарматии: геохимия и условия формирования // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 6. С. 1155–1183.

*Терентьев Р.А., Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н.* Геохронология и геохимия кислых метавулканитов лосевской серии Воронежского кристаллического массива // Докл. АН. 2014. Т. 454. № 5. С. 575–578.

*Холин В.М.* Геология, геодинамика и металлогеническая оценка раннепротерозойских структур КМА. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Воронеж, 2001. 24 с.

*Цыбуляев С.В., Савко К.А., Самсонов А.В., Кориш Е.Х.* Палеопротерозойские вулканиты тимской свиты Курского блока Сарматии: возраст и геодинамическая обстановка // Докл. АН. 2020. Т. 495. № 1. С. 36–40.

*Цыбуляев С.В., Савко К.А., Самсонов А.В., Кориш Е.Х.* Палеопротерозойские рифтогенные вулканиты OIB- и MORB-типа Курского блока Восточной Сарматии: петрология и геодинамика // Петрология. 2021. Т. 29. № 2. С. 136–171.

*Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанова, В.Б., Буянтуйев М.Д.* Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // Петрология. 2017. Т. 25. № 4. С. 395–418.

*Чернышов Н.М., Бочаров В.Л., Молотков С.П.* Магматические формации и рудоносность раннего докембрия ВКМ // Петрология и металлогения магматических и метаморфических комплексов КМА и смежных районов. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1983. С. 3–49.

*Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П., Стрик Ю.Н.* Модель геодинамического развития Воронежского кристаллического массива в раннем докембрии // Геотектоника. 1997. № 3. С. 21–30.

*Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О.* Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43–70.

*Black L.P., Gulson B.L.* The age of the Mud Tank carbonatite, Strangways Range, Northern Territory // BMR J. Austl. Geol. Geophys. 1978. V. 3. P. 227–232.

*Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Grad M. et al.* EUROBRIDGE: new insight into the geodynamic evolution of the East European Craton // Eds. D.G. Dee, R.A. Stephenson, European Lithosphere Dynamics. 32. Geol. Soc. London Memoirs, 2006. P. 599–628.

*Bryan S.E., Ferrari L.* Large igneous provinces and silicic large igneous provinces: Progress in our understanding over the last 25 years // Geol. Soc. Amer. Bull. 2013. V. 125. № 7–8. P. 1053–1078.

*Cawood P.A., Hawkesworth C.J., Pisarevsky S.A. et al.* Geological archive of the onset of plate tectonics // Philos. Trans. R. Soc., A. 2018. V. 376. 20170405.

*Corfu F., Andersen T.B.* U-Pb ages of the Dalsfjord complex, SW Norway and their bearing on the

correlation of allochthonous crystalline segment of the Scandinavian Caledonides // *Int. J. Earth Sci.* 2002. V. 91. P. 955–963.

*DeWolf C.P., Zeissler C.J., Halliday A.N. et al.* The role of inclusions in U-Pb and Sm-Nd garnet geochronology: Stepwise dissolution experiments and trace uranium mapping by fission tracks analysis // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1996. V. 60. P. 121–134.

*Ernst R.E.* Silicic LIPs // *Large Igneous Provinces.* Cambridge University Press, 2014. P. 214–244.

*Erofeeva K.G., Samsonov A.V., Larionov A.N. et al.* Buried Paleoproterozoic orogen of the East European Craton: Age and origin of the Vyatka terrane // *Gondwana Res.* 2024. V. 129. № 3. P. 53–74.

*Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al.* A geochemical classification for granitic rocks // *J. Petrol.* 2001. V. 42. № 11. P. 2033–2048.

*Giovanardi T., Lugli F.* The Hf-INATOR: A free data reduction spreadsheet for Lu/Hf isotope analysis // *Earth Sci. Inform.* 2017. P. 1–7.

*Goldstein S.J., Jacobsen S.B.* Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1988. V. 87. P. 249–265.

*Gorbatshev R., Bogdanova S.* Frontiers in the Baltic shield // *Precamb. Res.* 1993. V. 64. P. 3–21.

*Horwitz E.Ph., Dietz M.L., Chiarizia R. et al.* Separation and preconcentration of uranium from acidic media by extraction chromatography // *Anal. Chim. Acta.* 1992. V. 266. P. 25–37.

*Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, 2nd ed. Ed. R.W. Le Maitre.* *Geol. Mag.* 140. Cambridge, New York, Melbourne: Cambridge University Press, 2002. 367 p.

*Jackson S.E., Norman J.P., William L.G., Belousova E.A.* The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geo-chronology // *Chem. Geol.* 2004. V. 211. P. 47–69.

*Jacobsen S.B., Wasserburg G.J.* Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1984. V. 67. № 2. P. 137–150.

*Krogh T.E.* A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determination // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1973. V. 37. P. 485–494.

*Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G.* The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // *Eds. D.C. Gee, V.L. Pease. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica.* *Geol. Soc., London Memoirs*, 2004. P. 69–74.

*Li Z.-X., Li X.H.* Formation of the 1300-km-wide intracontinental orogen and postorogenic magmatic province in Mesozoic South China: A flat-slab

subduction model // *Geology.* 2007. V. 35. № 2. P. 179–182.

*Liu L., Peng D., Liu L. et al.* East Asian lithospheric evolution dictated by multistage Mesozoic flat-slab subduction // *Earth-Sci. Rev.* 2021. V. 217. 103621.

*Ludwig K.R.* PBDAT: A computer program for processing Pb-U-Th isotope data, version 1.20: Reston, Virginia, U.S. Geol. Soc. Open-File Report. 1991. 88–542, 40 p.

*Ludwig K.R.* On the treatment of concordant uranium-lead ages // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1998. V. 62. P. 665–676.

*Ludwig K.R.* User's Manual for ISOPLOT/Ex 3.22. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2005. <http://www.bgc.org/klprogrammenu.html>.

*Maniar P.D., Piccoli P.M.* Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1989. V. 101. P. 636–643

*Mattison J.M.* A study of complex discordance in zircon using step-wise dissolution technique // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V. 116. P. 117–129.

*Middlemost E.A.K.* Naming materials in the magma/igneous rock system // *Earth-Sci. Rev.* 1994. V. 37. P. 215–224.

*Navarrete C., Gianni G., Tassara S. et al.* Massive Jurassic slab break-off revealed by a multidisciplinary reappraisal of the Chon Aike silicic large igneous province // *Earth-Sci. Rev.* 2024. V. 249. 104651.

*Rodríguez C., Castro A., Daniel Gómez-Frutos D. et al.* The unique Cambro-Ordovician silicic large igneous province of NW Gondwana: Catastrophic melting of a thinned crust // *Gondwana Res.* 2022. V. 106. P. 164–173.

*Savko K.A., Samsonov A.V., Kotov A.B. et al.* The early Precambrian metamorphic events in Eastern Sarmatia // *Precamb. Res.* 2018. V. 311. P. 1–23.

*Savko K.A., Samsonov A.V., Santosh M., Ovchinnikova M.Yu.* Neoproterozoic-Palaeoproterozoic sedimentary basins in the Sarmatian Craton: global correlations and connections // *Geol. J.* 2021a. V. 56. № 9. P. 4479–4498.

*Savko K.A., Samsonov A.V., Larionov A.N. et al.* A buried Paleoproterozoic core of the Eastern Sarmatia, Kursk block: U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd isotope mapping and paleotectonic application // *Precamb. Res.* 2021b. V. 353. 106021.

*Savko K.A., Samsonov A.V., Salnikova E.B. et al.* Paleoproterozoic alkaline-carbonatite magmatism in the convergent tectonic setting: evidences from 2.07 Ga Dubravinsky complex in the eastern Sarmatia // *Precamb. Res.* 2023. V. 395. 107153

*Shchipansky A.A., Kheraskova T.N.* The Volga-Don collisional orogen in the East European craton as the Paleoproterozoic analogue of the Himalayan-Tibetan orogen // *Geodynam. Tectonophys.* 2023. V. 14. № 2. 0692.

- Shields G.A., Strachan R.A., Porter S.M. et al.* A template for an improved rock-based subdivision of the pre-Cryogenian time scale // *J. Geol. Soc.* 2021. V. 179. № 1. jgs2020–222
- Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jäger H.* Subcommission on geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. P. 359–362.
- Terentiev R.A., Santosh M.* Detrital zircon geochronology and geochemistry of metasediments from the Vorontsovka terrane: implications for microcontinent tectonics // *Int. Geol. Rev.* 2016. V. 58. P. 1108–1126.
- Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M.* Paleoproterozoic crustal evolution in the East Sarmatian Orogen: Petrology, geochemistry, Sr-Nd isotopes and zircon U-Pb geochronology of andesites from the Voronezh massif, Western Russia // *Lithos.* 2016a. V. 246–247. P. 61–80.
- Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M. et al.* Paleoproterozoic granitoids of the Losevo terrane, East European Craton: Age, magma source and tectonic implications // *Precamb. Res.* 2016b. V. 287. P. 48–72.
- Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M.* Paleoproterozoic evolution of the arc-back-arc system in the East Sarmatian Orogen (East European Craton): zircon SHRIMP geochronology and geochemistry of the Losevo volcanic suite // *Amer. J. Sci.* 2017. V. 317. P. 707–753.
- Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M.* Post-collisional two-stage magmatism in the East Sarmatian Orogen, East European Craton: evidence from the Olkhovsky ring complex // *J. Geol. Soc.* 2018. V. 175. P. 86–99.
- Terentiev R.A., Savko K.A., Santosh M. et al.* Paleoproterozoic granitoids of the Don terrane, East Sarmatian Orogen: age, magma source and tectonic implications // *Precamb. Res.* 2020. V. 346. 105790.
- Williams I.S.* U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe. Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // *Rev. Econom. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.
- Wu F.Y., Yang J.H., Xu Y.G. et al.* Destruction of the North China craton in the Mesozoic // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2019. V. 47. P. 173–195

## Granitoid Intrusions at the Periphery of Kursk Block as a Part of Paleoproterozoic Silica Large Igneous Province at the Eastern Sarmatia

K. A. Savko<sup>1,2</sup>, A. V. Samsonov<sup>2</sup>, E. Kh. Korish<sup>1</sup>, A. N. Larionov<sup>3</sup>, E. B. Salnikova<sup>4</sup>,  
A. A. Ivanova<sup>5</sup>, N. S. Bazikov<sup>1</sup>, S. V. Tsybulyaev<sup>1</sup>, M. V. Chervyakovskaya<sup>5</sup>

<sup>1</sup>*Voronezh State University, Voronezh, Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Ore Geology, Petrography, Mineralogy and Geochemistry  
of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>3</sup>*Centre for Isotope Research, Karpinsky Russian Geological Research Institute, Saint-Petersburg, Russia*

<sup>4</sup>*Institute of Precambrian Geology and Geochronology of the Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russia*

<sup>5</sup>*Zavaritsky Institute of Geology and Geochemistry of the Ural Branch  
of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russia*

At the eastern border of the Archean Kursk block of Sarmatia the Paleoproterozoic 2.04–2.08 Ga diorite-granodiorite magmatism is widespread. The intrusive massifs granitoids are metaluminous calc-silica I-type rocks enriched with incoherent elements (LILE and LREE) with negative Ti, P and Nb anomalies. They have wide variety of  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  values in rocks and  $\epsilon_{\text{Hf}}(\text{T})$  values in zircons, and vary greatly in melt origin depths with the heterogeneous Archean lower crust mafic sources. The diorites have the less radiogenic ancient crustal sources. Granodiorites have Paleo- and Mesoproterozoic and more juvenile Neoproterozoic sources. The reason of intensive 2.06 Ga magmatism was the asthenospheric mantle uplift during the breakdown of pushed oceanic plate due to flat subduction. The plate breakdown and the mafic underplating lead to intracrustal melting in the upper plate consisting of different age Archean and Paleoproterozoic crustal fragments which were joint as a result of previous accretion. Diorite-granodiorite magmas were formed at melting points of different depths in the ancient Archean crust at the periphery of Kursk block with involvement of the Eastern Sarmatian orogen Paleoproterozoic lithosphere fragments into the melting sources.

**Keywords:** Paleoproterozoic, Kursk block, diorite-granodiorite magmatism, lower crust sources

УДК 552.31

## ПЕТРОГЕНЕЗИС ГРАНИТОИДОВ КРУПНЫХ САЛИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПРОВИНЦИЙ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ АЗИЯ)

© 2024 г. А. А. Цыганков<sup>a, \*</sup>, Г. Н. Бурмакина<sup>a</sup>, П. Д. Котлер<sup>b</sup>

<sup>a</sup>Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ, Россия

<sup>b</sup>Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

\*e-mail: tsygan@ginst.ru

Поступила в редакцию 19.02.2024 г.

После доработки 09.04.2024 г.

Принята к публикации 10.05.2024 г.

Крупнейшие гранитоидные провинции Центральной и Северо-Восточной Азии (Ангаро-Витимская, Хангайская, Калба-Нарымская, Колымская) подразделяются на ареальный и линейный типы, существенно различающиеся по площади и объему гранитоидов в их составе. Предполагается, что эти различия обусловлены строением и структурой догранитного фундамента и масштабом теплового воздействия на нижние и средние горизонты континентальной коры. Важным фактором формирования гранитоидных провинций является мантийный мафический магматизм, предполагаемые масштабы которого коррелируют с объемно-площадными характеристиками гранитоидных провинций. Роль мафического магматизма заключается в дополнительном привносе тепла, от части флюидов в область плавления коровых протолитов, а также в вещественном вкладе, который реализуется через различные механизмы смешения магм. Наиболее эффективным является смешение на глубинном уровне, в результате которого образуются значительные объемы салических магм повышенной основности. Петрогенетическая роль смешения контрастных магм на мезоабиссальном уровне земной коры, а также в гипабиссальных условиях невелика, однако образующиеся в этом процессе минглинг-дайки используют как ключевой аргумент в обосновании синхронности мафического и гранитоидного магматизма. Гранитоиды салических крупных изверженных провинций (SLIPs) характеризуются гетерогенным изотопным составом, в целом отвечающим параметрам континентальной коры. Крайне высокая гетерогенность пространственно сопряженных гранитоидов обусловлена смешением салических магм, образованных за счет плавления небольшого числа контрастно различающихся по изотопному составу источников, в том числе, посредством смешения с магмами мантийного генезиса. Мафические породы, входящие в состав гранитоидных провинций, соответствуют изотопному составу обогащенной мантии (Ангаро-Витимский батолит) либо указывают на значительный вклад контаминации материалом континентальной коры (Хангайский ареал). Металлогения SLIPs определяется величиной эрозионного среза и типом коровых протолитов, от степени метаморфизма которых в значительной мере зависит исходное флюидосодержание салических магм. Плавление высокометаморфизованных древнекоровых протолитов продуцирует относительно «сухие» салические расплавы, плавление низкометаморфизованных коровых источников приводит к образованию «водных» расплавов, дифференциация которых завершается пегматитообразованием с редкометальной минерализацией. Формирование SLIPs несубдукционного генезиса связано с воздействием мантийных плюмов (в виде синхронного базальтоидного магматизма) на разогретую кору молодых орогенных областей, где тектонические процессы завершились не более первых десятков миллионов лет назад.

*Ключевые слова:* крупные салические изверженные провинции, Центральная и Северо-Восточная Азия, коровые протолиты, мантийные плюмы, плавление, смешение магм, изотопный состав

DOI: 10.31857/S0869590324060025 EDN: ACNSDB

## ВВЕДЕНИЕ

Гранитоиды, в широком значении этого термина, формируются в разных геодинамических обстановках, в том числе в зонах океанического рифтогенеза (плагиограниты офиолитовых комплексов) и на океанских островах, однако наиболее масштабные проявления салического магматизма характерны для конвергентных границ литосферных плит в связи с субдукционными (батолиты береговых хребтов Северной и Южной Америки) или коллизионными (лейкограниты Высоких Гималаев) процессами. В последние десятилетия стало ясно, что внутриплитная эндогенная активность на континентах, обусловленная воздействием мантийных плюмов, кроме излияний гигантского объема базальтовых и родственных им магматических провинций (Large Igneous Provinces, LIPs), может продуцировать и сопоставимые по объему салические магмы, образующие салические крупные изверженные провинции (SLIPs), в которых доля салических пород превышает 80%. Изначально (Bryan et al., 1997, 2002; Bryan, Ernst, 2008; Ernst, 2014) SLIPs рассматривались исключительно как вулканогенные образования, такие как Кеннеди-Коннорс-Обурн на северо-востоке Австралии (Bryan et al., 2007), Чон Айке в Патагонии (Pankhurst et al., 1998, 2000), Уитсанди в Восточной Австралии (Bryan et al., 1997; Bryan, 2005), Западная Сьерра-Мадре в Мексике (Ferrari et al., 2002; Aguirre-Diaz, Labarthe-Hernandez, 2003), сложенные в основном дацитовыми и риолитовыми игнимбритами с резко подчиненным количеством пород плутонической фации (Bryan et al., 2002, 2007, 2010; Sheth, 2007). Вместе с тем U-Pb изотопное датирование циркона из пород гранитоидных батолитов, нередко считавшихся полихронными (например, Ангаро-Витимский), показало, что они формировались относительно быстро — в течение нескольких десятков миллионов лет, что вместе с объемно-площадными параметрами позволяет рассматривать их в качестве салических крупных изверженных провинций плутонического типа (P-SLIPs).

Важно подчеркнуть, что критериям принадлежности к SLIPs соответствуют весьма разнородные гранитоидные провинции (батолиты), что само по себе, вероятно, указывает на различия в условиях их образования. Цель настоящей статьи заключается в том, чтобы на основе сравнительного анализа геологического строения и состава нескольких ареалов гранитоидного магматизма масштабов SLIPs попытаться установить наиболее существенные факторы, определяющие различия гранитоидных провинций, образующихся, как полагают многие исследователи, за счет воздействия мантийных плюмов или мафических магм субдукционного генезиса (Donskaya et al., 2013; Torsvik et al., 2021;

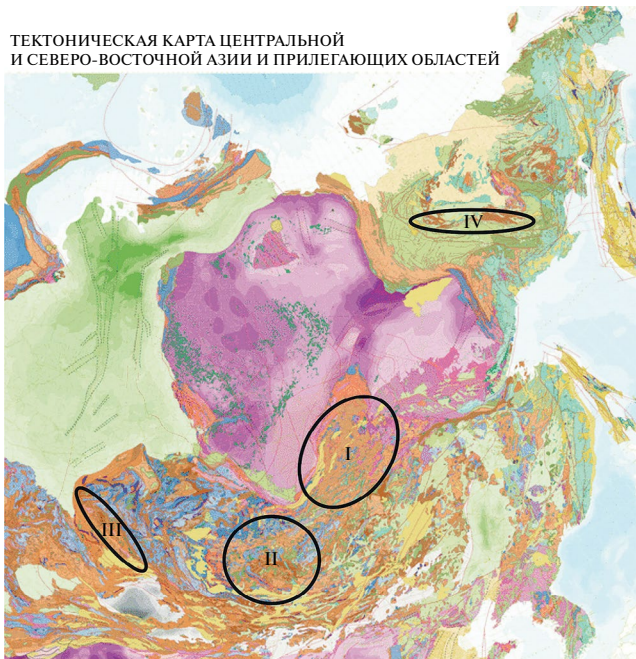
Wang et al., 2022) на континентальную кору разновозрастных орогенов.

В качестве объектов для такого сравнительного анализа выбраны два типа гранитоидных провинций, которые можно условно обозначить как ареальный, представленный Ангаро-Витимским батолитом Западного Забайкалья и Хангайским батолитом Северной и Центральной Монголии, и линейный тип, который мы рассмотрим на примере батолитов Восточного Казахстана (Калба-Нарымский батолит) и Главного (Колымского) батолитового пояса северо-востока Азиатского континента (рис. 1). Выбор этих гранитоидных провинций обусловлен рядом факторов: они хорошо изучены, а также геохронологически и контрастно отличаются по геологическому строению. Они также отличаются по вещественному составу пород, включая изотопный, и, по-видимому, по источникам магм, профильной металлогении. Немаловажно и то, что авторы статьи с разной степенью детальности имели возможность ознакомиться с геологическим строением всех этих гранитоидных провинций.

Следует подчеркнуть, что при всех очевидных различиях, общим является то, что главенствующая роль в формировании этих провинций, за исключением Колымского батолитового пояса, отводится воздействию мантийных плюмов (Ярмолук и др., 1997, 2013а, 2013б, 2016а, 2016б, 2019; Yarmolyuk et al., 2014; Kuzmin et al., 2010; Litvinovsky et al., 2015; Хромых и др., 2013, 2016, 2018; Khromykh et al., 2019, 2022; Kotler et al., 2021; Цыганков, 2014; Цыганков и др., 2016, 2017; Хубанов и др., 2021), хотя это и не единственная точка зрения (см. раздел Обсуждение). Напротив, Колымские гранитоиды являются примером широкомасштабного салического магматизма, вероятно, неплюмовой природы, однако полной ясности в этом вопросе пока нет.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДНЫХ ПРОВИНЦИЙ

*Ангаро-Витимская гранитоидная провинция (325–280 млн лет)*, традиционно называемая батолитом (АВБ, Западное Забайкалье), принадлежит к ареальному типу магматических провинций, образуя изометричный ареал площадью около 200 тыс. км<sup>2</sup> (рис. 2). Батолит состоит из сотен отдельных плутонов, которые сливаясь на глубине, образуют гранитный слой средней мощностью 7–10 км (Литвиновский и др., 1993). В некоторых местах мощность этого слоя достигает 30 км (Турутанов, 2011). Объем гранитоидов, по данным геофизического моделирования (Турутанов, 2007, 2011) и с учетом эродированной части (несколько километров), оценивается от 0.7 до 1.5 млн км<sup>3</sup>. Исходя из предполагаемого объема и установленной длительности формирования АВБ (~45 млн лет)

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ КАРТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ  
И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ОБЛАСТЕЙ


**Рис. 1.** Схема расположения крупнейших гранитоидных батолитов Центральной и Северо-Восточной Азии.

I – Ангаро-Витимский, II – Хангайский, III – Калбо-Нарымский, IV – Главный (Колымский) батолитовый пояс.

продуктивность магматизма оценивается от 15 тыс. до 35 тыс. км<sup>3</sup> за миллион лет.

Позднепалеозойский гранитоидный ареал сформировался на гетерогенном байкальско-каледонском фундаменте, состоящем из многочисленных разновеликих и разновозрастных (от неопротерозоя до раннего карбона включительно) кратонных, островодужных, офиолитовых, метаморфических, флишевых террейнов (Булгатов, Гордиенко, 1999; Skuzovaton et al., 2019 и ссылки в этих работах), реконструируемых по провесам кровли среди обширных полей гранитоидов.

Отдельные картируемые тела, по данным съемок масштаба 1:200 000 и 1:50 000, так же как и весь ареал, имеют в основном изометричную форму, что указывает на отсутствие какого-либо структурного контроля в их расположении.

В зависимости от преобладания тех или иных петрографических разновидностей пород, их петро-геохимических характеристик и изотопного возраста в составе батолита выделяется несколько породных ассоциаций – комплексов, формировавшихся одновременно или с большим перекрытием во времени от 325 до ~280 млн лет назад.

Наиболее ранними в составе АВБ являются высококальциевые известково-щелочные *Bt*-граниты, *Bt*- и *Amph-Bt* гранодиориты баргузинского комплекса (325–290 млн лет), составляющие не менее

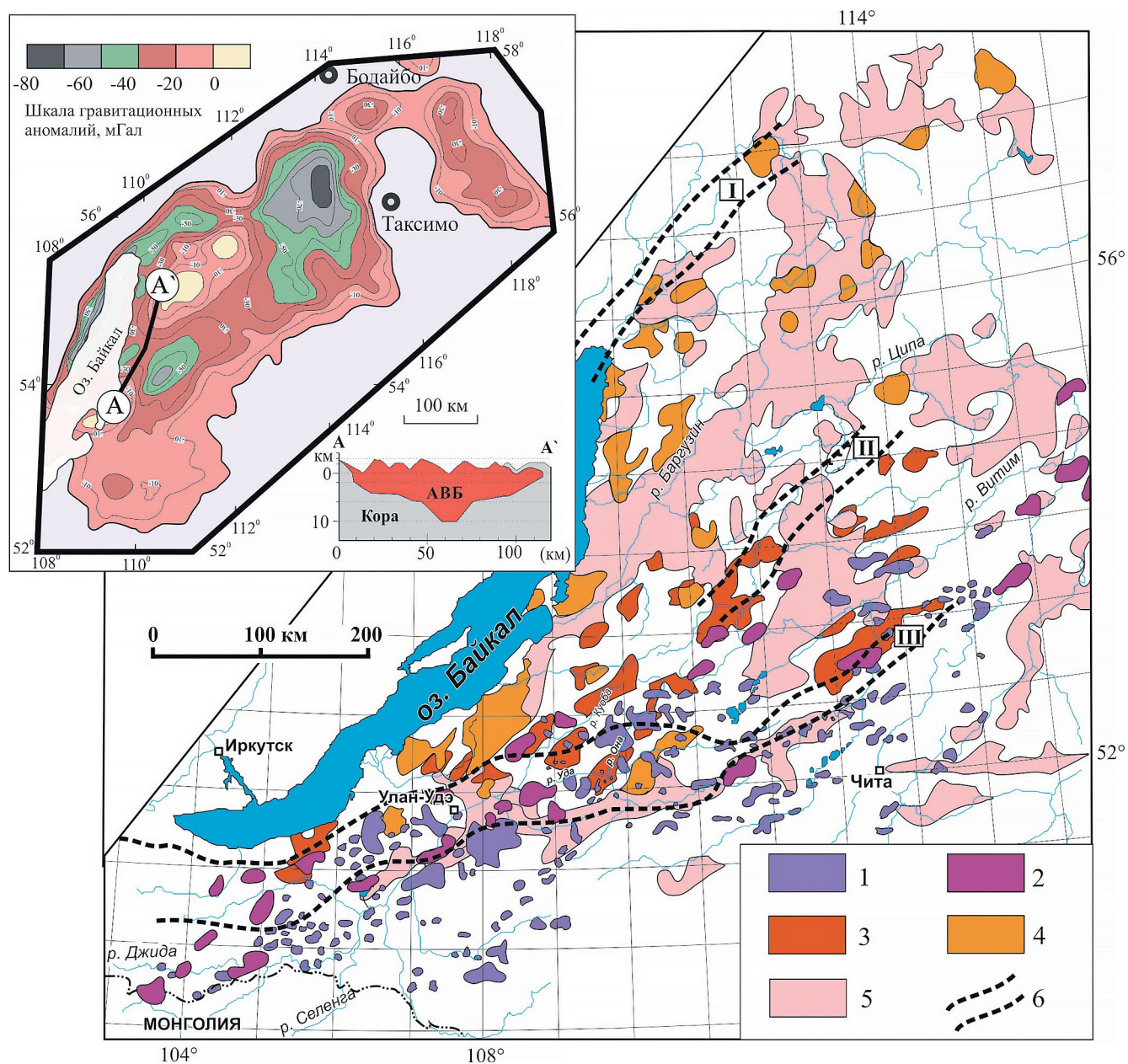
2/3 от общей площади батолита. Баргузинские граниты подразделяются на авто- и аллохтонные фациальные разновидности, включающие, соответственно, гнейсовидные и массивные или порфировидные (*Kfs*, реже *Qtz*) разновидности. На долю автохтонных гнейсогранитов приходится порядка 20% объема комплекса (Литвиновский и др., 1993). В краевых частях некоторых плутонов (Рейф, 1976; Цыганков и др., 2007, 2010) развиты строматитовые и венитовые мигматиты, а сами граниты содержат богатые биотитом останцы вмещающих кристаллосланцев.

Аллохтонные массивы, как правило, имеют крутопадающие секущие контакты, сопровождаются апофизмами и содержат ксенолиты вмещающих пород в краевых частях плутонов, оказывая на них незначительное термальное воздействие.

В целом для баргузинских гранитов характерен выдержанный на больших площадях состав при наличии нескольких доминирующих петрографических разновидностей; характерны ксенолиты исключительно метатерригенных метаморфических пород (рис. 3а, 3в) либо фрагменты гранитизированного, т.е. испытавшего частичное плавление и пластические деформации, метаморфического субстрата (рис. 3б, 3г). Широкое развитие деформационных тектур в автохтонной фации баргузинских гранитов (рис. 3д) и ассоциирующихся с ними мигматитах (рис. 3е) указывает на их синкинематическое происхождение (Цыганков и др., 2007).

Несколько позже баргузинских гранитов (305–285 млн лет) одновременно происходило формирование высококальциевых известково-щелочных низкокремниевых гранитоидов чивыркуйского и субщелочных гранитов и кварцевых сиенитов зазинского комплексов. Типоморфными породами чивыркуйского комплекса являются порфировидные (*Kfs*) *Amph-Bt* кварцевые сиениты. В некоторых массивах преобладают *Amph-Bt* кварцевые монцититы и гранодиориты. Характерно двух- или даже трехфазное строение плутонов (Литвиновский и др., 1993; Litvinovsky et al., 2011). В таких сложных интрузивах инициальные фазы представлены габброидами и габбро-монцититами, завершающие – лейкократовыми гранит-порфирами, а основной объем (~90%) составляют *Amph-Bt* кварцевые сиениты (Бурмакина, Цыганков, 2013).

Наиболее характерными особенностями чивыркуйского комплекса являются: 1) повышенная основность пород (граниты редки) при широких вариациях состава (непрерывный ряд от габбро до гранитов); 2) наличие мафических микрогранулярных включений (mafic microgranular enclaves – MME) (рис. 4а, 4б) (Бурмакина, Цыганков, 2013); 3) пространственно-временная ассоциация с автономными габбро-монцититовыми интрузиями, сложенными амфиболизированными



**Рис. 2.** Схема расположения позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья (Ангаро-Витимский батолит), заимствована из (Цыганков и др., 2010) с изменениями.

1 – щелочно-полевошпатовые и щелочные граниты и сиениты Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса – раннекуналейский (280–273 млн лет) и позднекуналейский (230–210 млн лет) комплексы без разделения; 2 – высококалиевая монзонит-сиенит-кварцевосиенитовая с синплутоническими базитами интрузивная серия – нижнеселенгинский комплекс (285–278 млн лет); 3 – переходные от высококалиевых известково-щелочных до субщелочных (alkaline) граниты, и кварцевые сиениты с синплутоническими базитами – зазинский комплекс (305–285 млн лет); 4 – высококалиевые известково-щелочные кварцевые монзониты, кварцевые сиениты и габброиды – чивыркуйский комплекс (305–285 млн лет); 5 – известково-щелочные граниты авто- и аллохтонной фаций – баргузинский комплекс (325–280 млн лет); 6 – предполагаемые контуры позднепалеозойских рифтовых структур: I – Сыннырская, II – Сайженская, III – Уда-Витимская (Yarmolyuk et al., 2014).

На врезке: карта гравитационных аномалий (изолинии через 10 мГал) и интерпретационный разрез, показывающий распространение гранитоидов Ангаро-Витимского батолита (Турутанов, 2011).

и амфиболовыми габбро, монцо-габбро и *Amph-Bt* монцонитам и сиенитами (Бадмацыренова и др., 2011; Цыганков и др., 2016).

Зазинский интрузивный комплекс включает промежуточные от высококалиевых известково-щелочных до субщелочных граниты и кварцевые сиениты с синплутоническими базитовыми интрузиями (Литвиновский и др., 1995б; Litvinovsky et al., 2012; Цыганков и др., 2016), мафическими включениями (рис. 4в, 4г) и минглинг-дайками (рис. 4д, 4е) (Литвиновский и др., 1995б; Litvinovsky et al., 2012; Цыганков и др., 2016; Титов и др., 1998; Бурмакина и др., 2018).

Типоморфными породами зазинского комплекса являются однородные крупно- и среднезернистые кварцевые сиениты и *Bt*-лейкограниты. В разных массивах может преобладать та или иная разновидность, причем имеют место как постепенные переходы, так и фазовые взаимоотношения, где кварцевые сиениты слагают раннюю, а лейкограниты позднюю интрузивную фазы. К зазинскому комплексу мы относим и мелкозернистые *Bt*-лейкограниты, содержащие большое количество диспергированного ксеногенного материала (Цыганков и др., 2010), а также многочисленные жильные и дайковые тела мощностью до первых десятков метров, прорывающие гранитоиды баргузинского и чивыркуйского комплексов. Типоморфными признаками зазинских гранитоидов являются их лейкократовый облик, высококремниевый и высококалиевый состав при относительно небольших вариациях этих параметров, а также отсутствие переходных разностей между базитами зон минглинга и, собственно, гранитоидами.

Шошонитовая монцонит-сиенит-кварцево-сиенитовая с синплутоническими базитами интрузивная серия (нижнеселенгинский комплекс) формировалась 285–278 млн лет назад. Петрографически породы комплекса представлены монцонитами, сиенитами и их кварцевыми разновидностями. Наиболее лейкократовые и богатые кварцем разновидности по составу отвечают субщелочным гранитам. Меланократовые монцониты, кроме обычных *Bt* и *Amph*, содержат моноклинный пироксен. Широко развиты ММЕ и минглинг-дайки (Литвиновский и др., 1995а; Титов и др., 2000; Litvinovsky et al., 2017; Бурмакина и др., 2018). От петрографически близких пород чивыркуйского комплекса рассматриваемые образования отличаются более высокой калиевой щелочностью как базитов зон минглинга, так и салических пород плутонической фации.

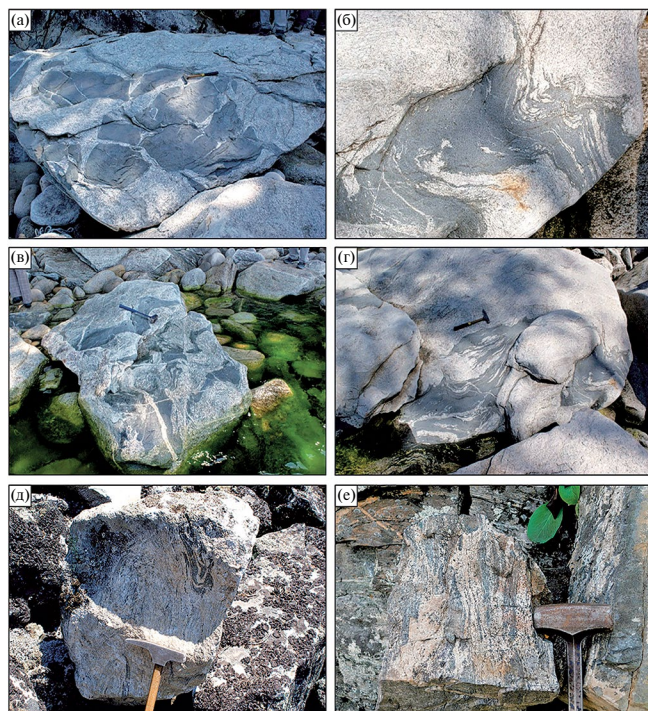
Позднепалеозойский этап гранитоидного магматизма в Забайкалье завершился растянутым во времени (280–160 млн лет) щелочно-гранитоидным магматизмом, плутонические и ассоциирующие вулканогенные производные которого

образуют протяженный (>2000 км) Монголо-Забайкальский пояс северо-восточного простирания, пересекающий центральную часть АВБ (рис. 2).

Формированию раннепермских щелочных гранитов предшествовало внедрение трахибазальт-трахит-трахириолитовых даек, образующих протяженный (~200 км) пояс северо-восточного простирания средней шириной ~40 км (Хубанов, 2009). Дайковый пояс прослеживается от устья р. Хилок до верховьев р. Она. Плотность даек варьирует от 10–20 до 70% от общего объема пород в полосе их развития. Кроме простых даек, сложенных одним типом пород, встречаются минглинг-дайки 1-го и 2-го типа (Weibe, Ulrich, 1997), детально описанные в (Хубанов, 2009; Врублевская и др., 213). U-Pb изотопный возраст даек составляет 290–280 млн лет (Буянтуев и др., 2017).

Кроме того, в контурах позднепалеозойского гранитоидного ареала расположено около полутора десятков массивов щелочно-основных пород, цепочки которых маркируют предполагаемые глубоко эродированные рифтовые зоны (рис. 2) (Yarmolyuk et al., 2014). Щелочно-базитовый магматизм этих зон развивался в три этапа (Дорошкевич и др., 2012а, 2012б), один из которых совпадает со временем становления АВБ.

Забайкалье является одной из крупнейших в Азии металлогенических провинций, где сосредоточены десятки крупнейших и сотни средних и мелких месторождений полезных ископаемых. Однако в данном случае речь идет о месторождениях генетически/парагенетически связанных с гранитоидами Ангаро-Витимского батолита. Одним из ключевых критериев такой связи является возраст оруденения. С учетом этого критерия, металлогения АВБ оказывается на удивление бедна. Известны лишь небольшие рудопроявления Au в бассейне р. Курбы, месторождение Мукодек в Северном Забайкалье, где установлен позднепалеозойский возраст золотоносных метасоматитов, коррелирующий с возрастом Ангаро-Витимского батолита (Ванин и др., 2018). С позднепалеозойскими гранитоидами связан ряд рудопроявлений Mo, таких как Брянское, Колобковское, Надеинское, Харитоновское, месторождения Новопавловское и Жарчихинское (Хубанов и др., 2017; Гордиенко и др., 2019). Арсентьевский габбро-сиенитовый массив с изотопным возрастом 279 млн лет (Бадмацыренова и др., 2011) вмещает одноименное апатит-титаномagnetитовое месторождение. Стоит отметить, что молибденовая минерализация связана почти исключительно со щелочными гранитоидами, в том числе раннепермскими, а не с породами собственно АВБ. Таким образом, позднепалеозойские гранитоиды Ангаро-Витимского батолита являются практически безрудными.



**Рис. 3.** Ксенолиты метаморфических пород в гранитах баргузинского комплекса: (а) — дезинтегрированные ксенолиты биотитовых кристаллосланцев; (б, г) — текстуры вязкопластического течения в частично расплавленных кристаллосланцах; (в) — дезинтегрированные и пластически деформированные ксенолиты кристаллосланцев, пересеченные поздней лейкогранитной жилой; (д) — деформационная текстура гнейсогранитов автохтонной фации, в правом верхнем углу деформированный фрагмент реститового материала, восточное побережье оз. Байкал; (е) — строматитовые мигматиты в краевой части Зеленогневского плутона; (а — д) — восточное побережье оз. Байкал, (е) — центральная часть хребта Улан-Бургасы).

Хангайская зональная магматическая область (Ярмолюк и др., 2013а, 2016а, 2016б, 2019) располагается к юго-востоку от АВБ на территории Северной и Центральной Монголии. Площадь, занимаемая магматической областью, составляет 250 тыс. км<sup>2</sup>, куда входят, собственно, Хангайский батолит и обрамляющие его с юга и севера Гоби-Алтайская и Северо-Монгольская рифтовые зоны (рис. 5). Так же как и АВБ, Хангайский батолит включает множество отдельных интрузивных тел, сосредоточенных в пределах территории 300 × 450 км и сливающихся на глубине в единое тело мощностью от 5 до 15 км, объем которого порядка 1.0 млн км<sup>3</sup> (Турутанов, 2007). Батолит сформировался на гетерогенном фундаменте, сложенном блоками раннедокембрийской континентальной коры, а также вулканогенно-кремнистыми комплексами девона

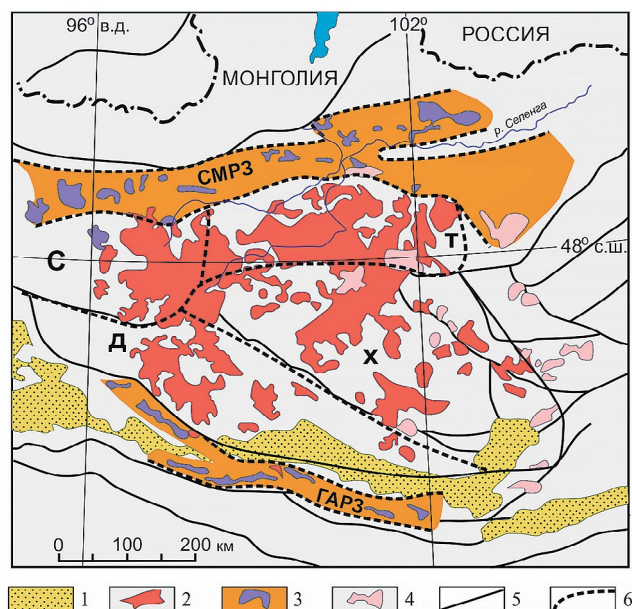


**Рис. 4.** Мафические микрогранулярные включения (Mafic microgranular enclaves, MME) в гранитоидах Ангаро-Витимского батолита: (а) — ММЕ в порфиоровидных кварцевых сиенитах Бургасского плутона (Бурмакина, Цыганков, 2013) чивыркуйского комплекса, центральная часть хребта Улан-Бургасы; (б) — ММЕ в кварцевых сиенитах чивыркуйского комплекса, восточное побережье оз. Байкал; (в, г) — включения в кварцевых сиенитах зазинского комплекса. Хорошо видна субпараллельная ориентировка удлиненных включений, Улекчинский плутон, Юго-Западное Забайкалье; (д) — включения в гранитоидах чивыркуйского комплекса, северо-восточное побережье оз. Байкал; (д, е) — минглинг-дайки в гранитоидах зазинского комплекса (Бурмакина и др., 2018).

и терригенными отложениями раннего и среднего карбона.

В составе Хангайского батолита выделяется несколько породных ассоциаций, среди которых доминируют породы хангайского комплекса, включающего *Amph-Bt* и *Bt*-гранодиориты и граниты (Федорова, 1977; Геологические ..., 1995; Ярмолюк и др., 2016а, 2016б). Подчиненное значение имеют тоналиты, кварцевые диориты и габбро-диориты. Характерно двухфазное строение плутонов, в которых кварцевые диориты, тоналиты и гранодиориты образуют раннюю, а собственно граниты позднюю интрузивные фазы.

Массивы шараусольского комплекса сосредоточены в западной части батолита и, как правило, имеют двухфазное строение. В их составе преобладают порфиоровидные граниты первой фазы, а мелкозернистые лейкократовые биотитовые

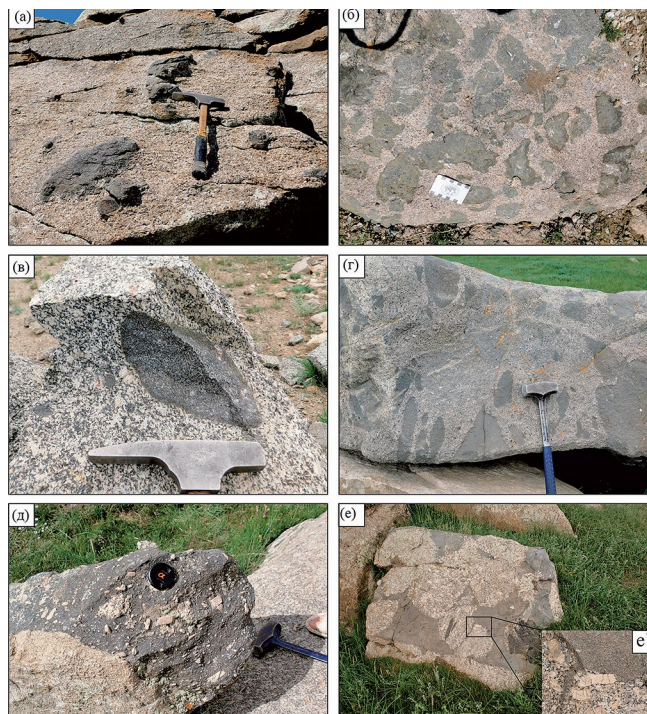


**Рис. 5.** Схема строения Хангайской зональной магматической области (Ярмолюк и др., 2016а).

1 – MZ–KZ впадины; 2 – гранитоидные массивы Хангайского батолита; 3 – рифтовые зоны (ГАРЗ – Гоби-Алтайская, СМРЗ – Северо-Монгольская) и выходы бимодальных вулканических ассоциаций и щелочных гранитов; 4 – позднеэриасовые вулканические поля и массивы гранитоидов; 5 – разломы; 6 – границы континентальных блоков Хангайской группы террейнов (С – Сонгинский, Д – Дзабханский, Т – Тарбагатайский, Х – Хангайский).

граниты образуют вторую фазу внедрения (Ярмолюк и др., 2016а). С гранитоидами ассоциируют синплутонические дайки, штоки, небольшие тела основного-среднего состава. Данные об изотопном возрасте базитовых интрузий немногочисленны. Установлен U–Pb изотопный возраст монцогаббро Дзараулинского массива – 269 млн лет (Изох и др., 2011), а также возраст ультрамафит-мафитовых массивов Ортсог и Номгон, расположенных в краевой северо-восточной и юго-западной частях Хангайского батолита, – 272–278 и 255–262 млн лет соответственно (Shapovalova et al., 2020). Очень характерны мафические включения (рис. 6), указывающие на синхронность внедрения мафических и салических магм.

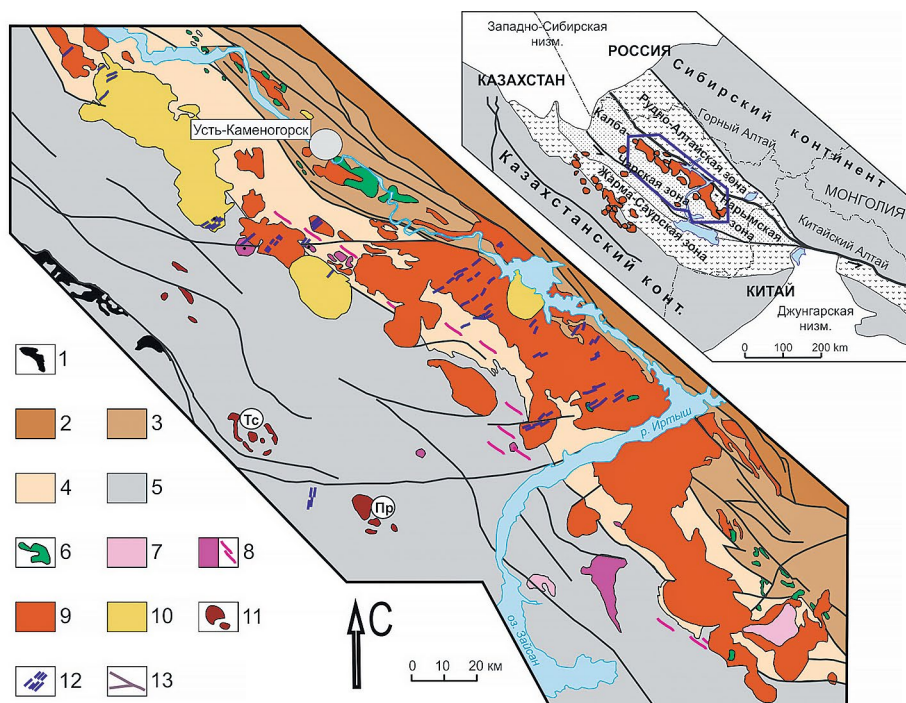
Хангайский магматический ареал сформировался 270–240 млн лет назад (Ярмолюк и др., 2016а), причем петрографически разные породы батолита имеют одинаковый изотопный возраст, в чем явно прослеживается аналогия с Ангари-Витимским батолитом. Интенсивность магматизма при формировании батолита оценивается в 33 тыс. км<sup>3</sup> за миллион лет, что также сопоставимо с АВБ.



**Рис. 6.** Мафические включения в гранитоидах Хангайского батолита: (а) – отдельные сложной морфологии базальтовые включения в кварцевых сиенитах; (б) – рой базитовых включений с темными зонами закалки в кварцевых сиенитах; (в) – разрозненные базитовые включения с зоной закалки в меланократовых гранодиоритах; (г) – зона гибридизации, насыщенная гибридизированными мафическими включениями и диспергированным мафическим материалом; (д) – базитовое включение «импрегнированное» калиевым полевым шпатом; (е) – неправильная «ксеноморфная» морфология базитовых включений в гранодиоритах; (е') – увеличенный фрагмент: крупный кристалл Kfs (в центре рисунка) прорастает внутри мафического включения, что указывает на полукристаллическое состояние ММЕ (Barbarin, 2005).

Обрамляющие батолит Гоби-Алтайская и Северо-Монгольская рифтовые зоны, в которых преобладают щелочные граниты и бимодальные вулканы повышенной и высокой щелочности, образовались одновременно с батолитом 270–240 млн лет назад. На этом основании они объединяются в единую концентрически зональную магматическую область (Ярмолюк и др., 2016а; Kozlovsky et al., 2023 и ссылки в этих работах), формирование которой определялось одними и теми же магматическими и геодинамическими процессами.

Хангайский гранитоидный батолит и обрамляющие его рифтовые зоны почти полностью располагаются в пределах Северо-Монгольской металлогенической провинции (Mineral ..., 2021), характеризующейся большим разнообразием металлических полезных ископаемых. Вместе с тем значимые



**Рис. 7.** Схема размещения магматических комплексов в Калба-Нарымской и Чарской зонах Восточного Казахстана (Хромых, 2022).

1 – серпентинитовый меланж Чарского офиолитового пояса (Є–О); 2 – осадочно-вулканогенные отложения ( $D_2$ – $C_{11}$ ) в Рудно-Алтайской зоне; 3 – структурно-вещественные комплексы Иртышской сдвиговой зоны: тектонический меланж из метаморфизованных осадочно-вулканогенных комплексов; 4 – терригенные алевропесчано-черносланцевые отложения ( $D_3$ – $C_{11}$ ) в Калба-Нарымской зоне; 5 – терригенные алевропесчанистые отложения ( $C_{1s}$ ) в Калба-Нарымской и Чарской зонах; 6 – интрузии габброидов прииртышского комплекса ( $C_2$ ); 7 – дацит-риолитовые вулканические и экструзивные формации в мульдах ( $C_2$ ); 8 – интрузии и дайковые пояса гранитов калгутинского и кунушского комплексов в Калба-Нарымской зоне; 9 – гранодиорит-гранитная ассоциация Калбинского батолита, калбинский комплекс; 10 – гранит-лейкогранитная ассоциация Калбинского батолита, монастырский комплекс; 11 – многофазные габбро-гранитоидные интрузии в Чарской зоне: Тс – массив Тастау, Пр – массив Преображенский; 12 – пояса долеритовых, лампрофировых и диоритовых даек; 13 – разломы.

На врезке: схематическое строение территории Обь-Зайсанской складчатой системы и прилегающих геоструктур с обозначением главных структурно-формационных зон и массивов позднепалеозойских гранитоидов.

месторождения, имеющие пространственно-временную и генетическую/парагенетическую связь с хангайскими гранитоидами, практически отсутствуют, тогда как со щелочными породами рифтовых зон связана редкометалльная минерализация. Примером такой минерализации является редкометалльное месторождение Улан-Тологой, расположенное в западной части Северо-Монгольской рифтовой зоны северного обрамления Хангайского батолита. Месторождение приурочено к штоку агпаитовых сиенитов и гранитов (250 млн лет), содержащих промышленные концентрации Zr, Nb, Ta, Li, Y и Th. Повышенные содержания этих элементов в целом характерны для щелочно-салических пород других участков рифтовой зоны.

С развитием Северо-Монгольской рифтовой зоны возможно связано образование крупнейшего Cu-Mo порфирового месторождения Эрденет (Mineral ..., 2021). U-Pb изотопный

возраст рудоносных порфировых гранитов этого месторождения составляет 246–235 млн лет (Munkhtsengel, 2007). Изотопный возраст, близкий возрасту гранитоидов Хангайского батолита, имеют также Номгонский и ряд других массивов дифференцированных базитов (278–255 млн лет) с Cu-Ni-ЭПГ минерализацией (Sapovalova et al., 2020). Следует отметить также Cu-Au месторождения Баянхонгорской зоны Центральной Монголии (283–240 млн лет), ассоциирующие с палеозойскими гранитоидами (Mineral ..., 2021).

*Калба-Нарымский батолит* (Лопатников и др., 1982; Котлер и др., 2015а, 2015б; Хромых и др., 2016; Kuibida et al., 2019; Kotler et al., 2021) расположен в пределах Калба-Нарымской зоны Обь-Зайсанской складчатой области, которая сформировалась в результате взаимодействия Сибирского и Казахстанского континентов в позднем палеозое (Зоненшайн и др., 1990; Владимиров и др., 2003,



**Рис. 8.** Ксенолиты глинистых сланцев и мафические включения в гранитоидах Калба-Нарымского батолита: (а) — раздробленные ксенолиты ороговикованных глинистых сланцев в граносиенитах массива Тастау; (б–г) — дезинтегрированные ксенолиты глинистых сланцев в гранитах калбинского комплекса; (в) — удлиненный ксенолит глинистых сланцев в калбинских гранитах, секущихся пегматитовой жилой; (д) — включения базальтов в граносиенитах массива Тастау; (е) — гибридные меланократовые кварцевые диориты с мафическими включениями разного состава в Преображенском массиве.

2008). Калба-Нарымская зона представляет собой турбидитовый бассейн, заложенный на океаническом основании и выполненный осадками девон-каменноугольного возраста, формирование которых происходило за счет размыва преимущественно вулканических и вулканогенно-осадочных комплексов Рудно-Алтайской активной окраины (Ротараш и др., 1982; Котлер и др., 2015а; Nu et al., 2022). На юго-западе комплексы Калба-Нарымской зоны граничат с Чарской палеоокеанической зоной, а на северо-востоке отделяются метаморфитами Иртышской зоны смятия от Рудно-Алтайской активной окраины Сибирского континента (рис. 7).

Гранитоиды батолита формируют цепочку интрузивов северо-западного простирания, общей протяженностью около 500 км при ширине около 50 км. Породы батолита прорывают терригенные отложения среднего девона — раннего карбона и демонстрируют резкие контакты, сопровождающиеся ороговикованием вмещающих пород и ксенолитами слабометаморфизованных глинистых сланцев в краевых частях интрузий (рис. 8а–8г).

Состав пород батолита варьирует от гранодиоритов до лейкогранитов. В зависимости от преобладающего типа пород выделяется несколько интрузивных комплексов: кунушский тоналит-плагиогранитный, калгутинский граносиенит-гранитный, калбинский гранодиорит-гранитный и монастырский лейкогранитный. Локализация гранитоидных интрузий согласна общей структуре Калба-Нарымской зоны и, вероятнее всего, контролировалась дизъюнктивной тектоникой в пределах Иртышской зоны смятия и опережающих ее разломов.

На основании геологических взаимоотношений кунушский и каиндинский комплексы рассматривались как добатолитовые, однако U-Pb изотопное датирование показало значительное перекрытие по времени формирования этих комплексов и главного объема Калба-Нарымского батолита (Kuibida et al., 2019). Породы кунушского комплекса (307–292 млн лет) образуют небольшие интрузивные тела (до 5 км в поперечнике) и протяженные дайковые пояса северо-западного простирания. Типоморфными породами для данного комплекса являются *Bt*-плагиограниты и тоналиты с небольшим (первые проценты) содержанием калиевого полевого шпата. Породы калгутинского комплекса (308–291 млн лет) слагают несколько крупных массивов (до 10 км в поперечнике), главным образом, локализованных в южной части батолита, а также дайковые пояса северо-западного простирания, конформные общей структуре зоны. Характерными особенностями пород калгутинского комплекса является присутствие пироксена, амфибола и граната пирроп-альмандинового типа.

Гранитоиды калбинского комплекса слагают главный объем батолита и распространены на всем протяжении Калба-Нарымской зоны. Массивы этого комплекса слагают пластообразные тела диаметром более 10 км, которые могут располагаться как отдельно, так и быть сопряженными между собой, образуя непрерывную полосу около 200 км. Формирование гранитоидов калбинского комплекса происходило 297–285 млн лет назад с выделением двух этапов: первая фаза, представленная типоморфными *Bt*-гранитами и гранодиоритами, имеет возраст 297–290 млн лет, а вторая, представленная *Bt*- и *Bt-Mu* гранитами, — 290–285 млн лет (Хромых и др., 2016; Kotler et al., 2021). Вторыми по объему в Калба-Нарымском батолите являются массивы монастырского комплекса, которые локализованы в центральной и северной частях батолита и представляют собой крупные изометричные тела диаметром более 15 км. Они сложены *Bt*-, реже *Bt-Mu*, лейкогранитами, время их формирования 288–276 млн лет (Kotler et al., 2021). Завершающий этап позднепалеозойского магматизма проявлен в виде нескольких поясов постбатолитовых даек миролюбовского комплекса, секущих все гранитоидные комплексы. Примечательно, что дайки

ориентированы почти ортогонально к простира-нию Калба-Нарымского батолита. Большая часть даек (60%) сложена диоритами; примерно треть (30%) гранит-порфирами; 10% приходится на до-лериты и лампрофиры. U-Pb изотопный возраст формирования даек составляет 279–267 млн лет (Khromykh et al., 2022).

Породы основного состава играют подчинен-ную роль в Калба-Нарымской зоне. Они представ-лены рядом небольших догранитных габброидных интрузивов прииртышского комплекса, распо-ложенных по периферии батолита (317–313 млн лет) (Khromykh et al., 2019), а также в составе миролю-бовского дайкового комплекса, упомянутого выше. В сопряженной Чарской зоне раннепермский ба-зитовый магматизм выражен более масштабно и проявлен в виде габбро-сиенитовых массивов ар-гимбайского комплекса (293 млн лет) и габбро-пи-критоидов максутского комплекса (280 млн лет) (Хромых и др., 2013). Также базитовый магматизм проявлен в пределах многофазных габбро-монцо-нит-гранитоидных интрузий Чарской зоны – мас-сивов Тастау (Докукина и др., 2010) и Преображен-ский (Хромых и др., 2018) с возрастом 290 млн лет (Хромых, 2020). Мафические породы в этих мас-сивах имеют характерные минглинг-структуры на контактах с гранитоидами (рис. 8д–8е), что гово-рит об активном участии процессов мантийно-ко-рового взаимодействия при их формировании.

Совокупная площадь выходов гранитоидов Калба-Нарымского батолита, согласно результа-там ГДП-200 (ТОО «ГРК ТОПАЗ», г. Усть-Каме-ногорск), составляет около 10000 км<sup>2</sup>. Согласно геофизическим данным (Лопатников и др., 1982), гранитоидные массивы представляют собой полого залегающие плоские тела мощностью от 2 до 12 км (средняя 7–8 км). Это позволяет ориентировочно оценить объем гранитоидов Калба-Нарымского батолита в 70–80 тыс. км<sup>3</sup>. Исходя из этих данных и результатов U-Pb изотопного датирования, соглас-но которым длительность формирования батולי-та можно оценить в 25–30 млн лет, интенсивность гранитоидного магматизма составляла около 2–3 тыс. км<sup>3</sup> за миллион лет. При этом следует учиты-вать, что раннепермский магматизм на террито-рии Обь-Зайсанской складчатой области также затрагивал сопряженные с Калба-Нарымской зо-ной Чарскую, Жарма-Саурскую и, вероятно, Руд-но-Алтайскую зоны; соответственно, оценки сово-купного объема раннепермского магматизма могут быть значительно выше.

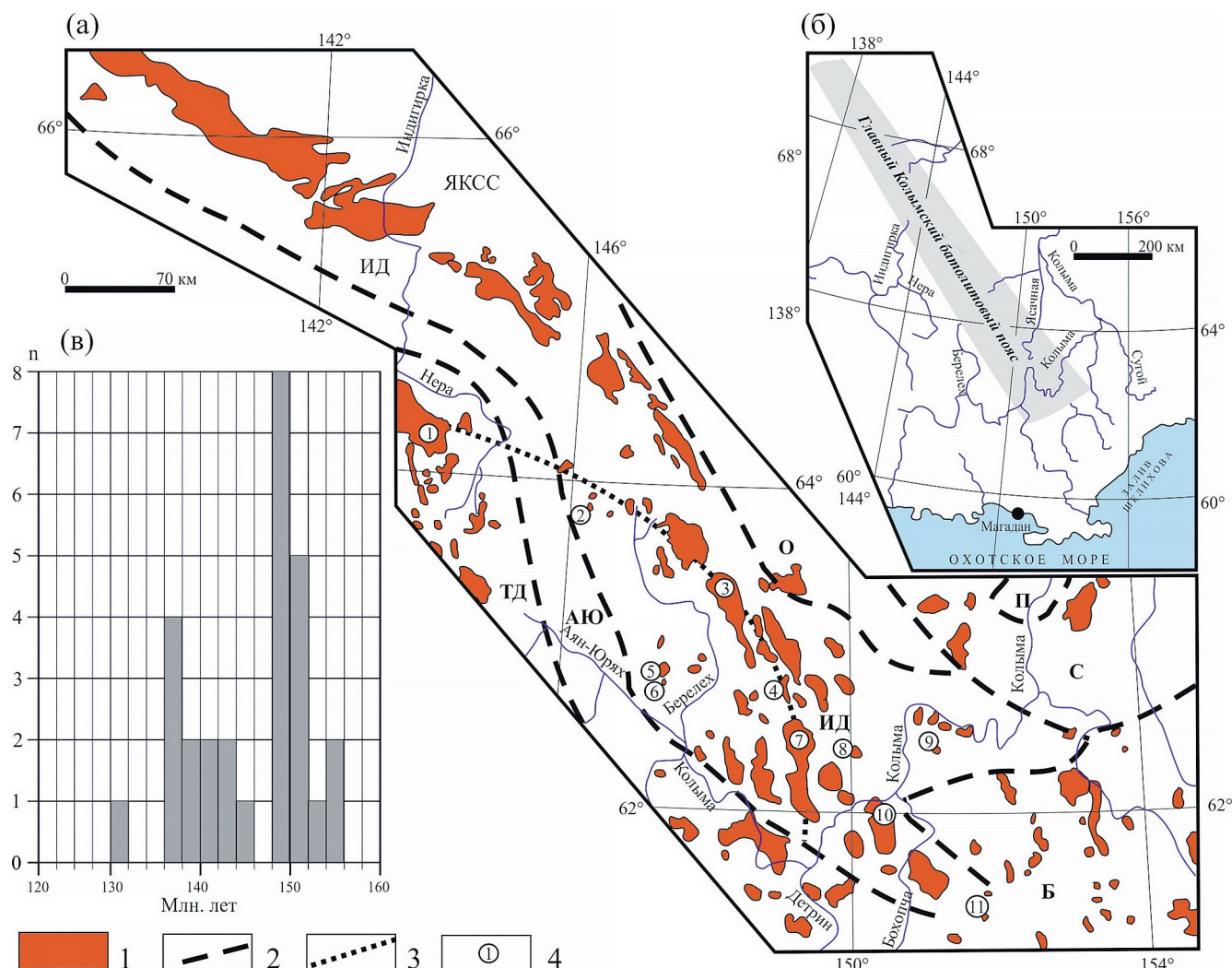
Калба-Нарымский батолит характеризуется ярко выраженной редкометалльной металлогени-ческой специализацией. В центральной части ба-толита расположены крупнейшие пегматитовые месторождения Li, Ta, Nb, Be и Cs, группирующи-еся в несколько рудных полей. Месторождения, сформированные в возрастном интервале 291–286

млн лет, пространственно и генетически связаны с гранитами первой фазы калбинского комплекса и приурочены к краевым частям или апофизам ин-трузий, которые контролируются системой широт-ных разломов и оперяющих трещин (Дьячков, 2012; Khromykh et al., 2020; Zimanovskaya et al., 2022). Также в пределах Калба-Нарымской зоны присут-ствует несколько грейзеновых месторождений с касситеритом, локализованных в экзоконтактовых зонах ряда гранитоидных массивов в центральной и южной частях батолита (Дьячков, 2012).

*Главный Колымский пояс Amph-Bt гранитоидных батолитов* (рис. 9) приурочен к центральной части Верхояно-Колымского складчато-надвигового по-яса. Конформно складчато-надвиговым структурам он протягивается в северо-западном направлении на 1100 км при средней ширине до 300 км, что со-ставляет более 300 тыс. км<sup>2</sup>. Совокупная площадь, занимаемая гранитоидами, рассчитанная на осно-ве картографических данных, составляет ~73 тыс. км<sup>2</sup>. Гранитоидные штоки и батолиты, площадью от первых км<sup>2</sup> до нескольких сотен км<sup>2</sup>, образуют изометричные или вытянутые согласно прости-ранию складчатых структур тела, прорывающие триасово-юрские терригенные отложения верхо-янского комплекса, испытавшие в позднеюрское–раннемеловое время складчато-надвиговые дисло-кации. Некоторые плутоны восточной части пояса прорывают вулканогенно-осадочные толщи Уян-дино-Ясачненского вулканического пояса (остров-ной дуги). Формирование Колымского пояса гра-нитоидов охватывает период от 158 до 141 млн лет (Русакова и др., 2003; Акинин и др., 2009; Котляр и др., 2016; Кузнецов и др., 2008; Шпикерман и др., 2016; Akinin et al., 2020; Герцева и др., 2021; Цы-ганков и др., 2022), т.е. общая продолжительность становления гранитоидов составляет около 17 млн лет. Вместе с тем В.В. Акининым с соавторами (2009, 2020) на основе статистики распределения возрастов показано, что главный импульс грани-тоидного магматизма имел место 150 ± 3 млн лет. Кроме того, выделяются ранний (160–155 млн лет) и поздний (146–143 млн лет) импульсы магмати-ческой активности (Акинин и др., 2009). Согласно более поздним данным (Герцева и др., 2021), имело место два основных этапа магматизма – 155–147 и 146–133 млн лет.

К сожалению, мы не располагаем геофизиче-скими данными о мощности гранитных плутонов. Исходя из общих соображений, примем, что она составляла в среднем 5 км, что дает 365 тыс. км<sup>3</sup> гранитоидов в Колымском батолитовом поясе. Ис-ходя из этих объемно-площадных характеристик и длительности формирования гранитоидов (~17 млн лет), средняя интенсивность магматизма составля-ла примерно 21 тыс. км<sup>3</sup> за миллион лет.

Нами изучены плутоны южной части Главного батолитового пояса: Нельканский, Маяунжинский,



**Рис. 9.** Схема размещения гранитоидных плутонов Главного Колымского батолитового пояса (а) и географическое расположение батолитового пояса (б), по (Русакова, Котляр, 2003) с изменениями; (в) – гистограмма U-Pb возрастов гранитоидов Главного Колымского батолитового пояса (составлена на основе публикаций (Акинин и др., 2009; Герцева и др., 2021) и неопубликованные данные авторов).

На рис. (а): 1 – гранитоидные плутоны южной части Главного Колымского батолитового пояса (без разделения); 2 – границы тектонических структур: ЯКСС – Яно-Колымская складчатая система, АЮ – Аян-Юряхский антиклинорий; О – Омлевское, П – Приколымское, Б – Балыгычанское поднятия; ТД – Тарыно-Детринский, ИД – Иньяли-Дебинский, С – Сугойский синклиории; 3 – точечной линией показана предполагаемая граница области с палеопротерозойским фундаментом, по (Акинин и др., 2009); 4 – изученные плутоны: 1 – Нельканский, 2 – Делянкирский, 3 – Чьорго, 4 – Трубный, 5 – Маянжинский, 6 – Мазуровский, 7 – Северный Большой Аначаг, 8 – Одинокий, 9 – Столовый, 10 – Большие Пороги, 11 – Южно-Мякитский шток.

Мазуровский, Делянкирский шток, Чьорго, Трубный, Большие пороги, Северный Большой Аначаг, массивы гор Столовой и Одинокой, Южно-Мякитский шток, принадлежащие гранодиорит-гранитной и гранит-лейкогранитной формациям (Парфенов, 1984, 2003; Тектоника ..., 2001). Согласно существующим представлениям, гранитоиды батолитового пояса подразделяются на I- и S-типы. К I-типу отнесены равномернозернистые амфибол-биотитовые граниты и гранодиориты (Иванов и др., 2017; Трунилина и др., 1999), к S-типу

– порфировидные (*Kfs*) биотитовые граниты, преобладающие в южной части пояса (Геодинамика ..., 2006; Трунилина, 2001). Кроме отсутствия амфибола, в них отмечаются индикаторные минералы, такие как гранат и кордиерит, однако их количество невелико и обнаружены они не во всех массивах, что согласуется с относительно невысокой глиноземистостью гранитов этого типа. К минералогическим особенностям гранитоидов как I-типа, так и S-типа можно отнести отсутствие в их составе сфена, предельно малое содержание минералов,

содержащих оксиды железа, а также ассоциацию циркона и апатита почти исключительно с биотитом, в котором они образуют минеральные включения. В строении крупных плутонов выделяются две-три петрографические разновидности пород, из которых одна, как правило, является доминирующей. В некоторых массивах, например в позднемеловом плутоне Северный Большой Аначаг (U-Pb, 83.4 млн лет, неопубликованные данные авторов), встречаются довольно экзотические образования, представляющие собой мелкозернистые лейкограниты с овоидами меланократовых гранитов диаметром 10–15 см, в которых темноватый минерал представлен исключительно щелочным амфиболом. Изотопный U-Pb возраст этих гранитов составляет 143.5 млн лет (неопубликованные данные авторов), т.е. они представляют собой останец среди более поздних гранитов, не связанных с формированием Главного батолитового пояса.

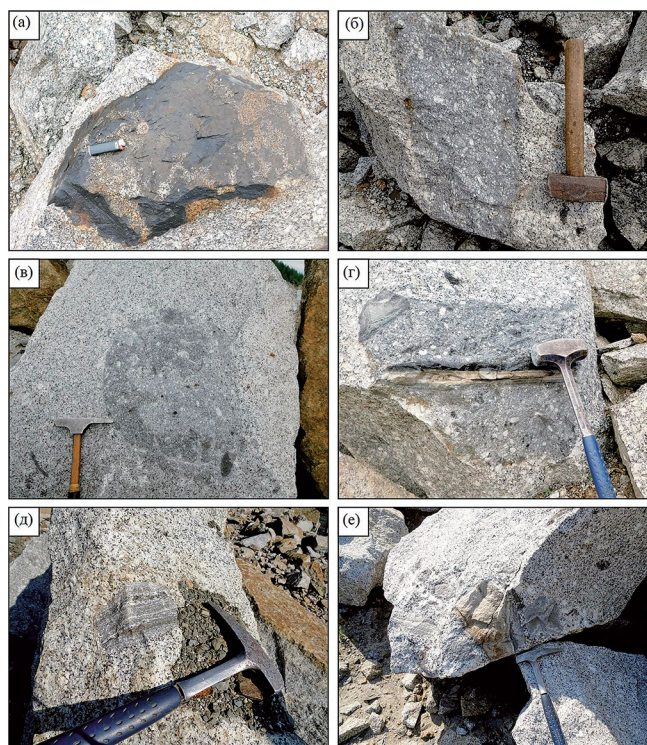
Характерной особенностью гранитов S-типа является обилие в них ксеногенного материала. В разной степени переработанные ксенолиты встречаются во всех массивах, в том числе и в гранитах I-типа, но в некоторых массивах гранитов S-типа (Трубный, Большие пороги) их количество велико и, что особенно важно, состав достаточно разнообразен (рис. 10), что указывает на их разное происхождение. Не вызывает сомнений происхождение многочисленных ксенолитов роговиков (рис. 10а), особенно в краевых частях массивов, которые идентичны роговикам, развитым в экзоконтактных зонах гранитоидных плутонов. В некоторых случаях (Большие пороги) более широко распространены ксенолиты серых мелкозернистых пород с вкрапленниками (?) или порфиробластами (?) плагиоклаза (рис. 10б, 10в), иногда афировых с *Qtz-Pl-Kfs-Bt* основной массой гранитного или гранодиоритового состава, судя по всему, магматического происхождения. По существу от вмещающих крупнозернистых порфиоровидных (*Kfs*) биотитовых гранитов они отличаются лишь мелкозернистой структурой, за счет чего выглядят в обнажениях более темными. На магматическое происхождение этих ксенолитов указывает и наличие в них других ксенолитов (т.е. ксенолит в ксенолите) (рис. 10г–10е), в том числе явно метаморфических тонкополосчатых *Amph-Bt* гнейсов и скарноидов (рис. 10д, 10е).

Одновременно с гранитоидами Главного батолитового пояса в позднеюрское время (151–145 млн лет, Fridovsky et al., 2020) происходило внедрение даек основного, среднего и кислого состава, образующих несколько дайковых роев (Акинин и др., 2009; Fridovsky et al., 2020). Порядка 70% даек сложено андезитами и трахиандезитами. Дайки кислого (дациты, гранодиориты) и основного (трахибазальты) состава распространены примерно

одинаково, т.е. составляют не более 15% каждого типа. Отмечается геохимическое сходство даек кислого состава с гранитоидами малых интрузий, объединяемых в нера-бохапчинский комплекс малых интрузий, изотопный возраст которых составляет 144–143 млн лет (Фридовский и др., 2022).

Большая часть даек ориентирована ортогонально к простиранию складчатых структур, вмещающих гранитоидные батолиты, что отражено на геологических картах нового поколения и согласуется с нашими наблюдениями. Дайки встречаются исключительно в терригенных толщах и отсутствуют в гранитоидах. Для них характерна очень высокая степень вторичных изменений (Fridovsky et al., 2020), тогда как граниты в соседних массивах практически не затронуты ими. Все это указывает на догранитное образование даек, несмотря на полное перекрытие изотопных возрастов.

Кроме базитовых даек, отмеченных выше, к производным мантийного магматизма относятся Сохатиный дифференцированный перидотит-троктолит-габбронорит-монцодиоритовый



**Рис. 10.** Ксенолиты в порфиоровидных биотитовых гранитах массива Большие Пороги, южная часть Главного Колымского батолитового пояса: (а) — ксенолит ороговикованных алевролитов вмещающей толщи; (б, в) — порфиоровидные (*Kfs*) мелкозернистые гранодиориты (автолиты); (г) — ксенолиты скарноидов в порфиоровидном мелкозернистом гранодиорите (ксенолит в ксенолите); (д) — ксенолит тонкополосчатого *Amph-Bt* гнейса; (е) — ксенолиты скарноидов разного состава.

плутон (южная часть батолитового пояса) с U-Pb изотопным возрастом 148 млн лет (Изох и др., 2012). Верхняя краевая фация этого массива прорвана колымскими гранитами, что также указывает на догранитное формирование массива.

Крупнейшая на Северо-Востоке Азии Яно-Колымская золотоносная провинция протягивается от верхних течений рек Колымы, Индигирки и Яны в северо-восточном направлении на расстояние более 1100 км при ширине от 100 до 200 км. Золоторудные месторождения образуют полосу, пространственно совпадающую с гранитоидными плутонами Главного Колымского батолитового пояса (Горячев, 1998). Месторождения относятся к золото-кварцевому типу, характерна пространственно-временная ассоциация с дайковыми поясами и малыми плутонами I-типа (Гамянин, Горячев, 1991; Fridovsky et al., 2020; Фридовский и др., 2022). Золото-редкометалльные жилы обычно связаны с гранитоидами S- и I-типов, принадлежащими гранит-лейкогранитной ассоциации (Горячев, 1998), однако большая часть золото-кварцевых жил располагается в терригенных толщах.

Опубликованные к настоящему времени изотопно-геохронологические данные (Прокопьев и др., 2018) указывают на более молодой, по сравнению с батолитовыми гранитами, возраст месторождений золота и других металлов. Возраст, соответствующий периоду батолитообразования, установлен для ранней стадии формирования Au-кварцевого Малотарынского и Sn-Ag сульфидного Купольного месторождений, расположенных на флангах Тас-Кыстабытского плутонического пояса. Предполагается генетическая связь некоторых Au-кварцевых месторождений Делакаг-Нерской металлогенической зоны с дайковым магматизмом (Fridovsky et al., 2020). Таким образом, роль ширококомасштабного гранитообразования в формировании уникальной золотоносной провинции пока не ясна.

### ПЕТРО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ И АССОЦИИРУЮЩИХ МАФИЧЕСКИХ ПОРОД

Петро-геохимическая характеристика гранитоидов рассматриваемых провинций приведена во многих публикациях, что позволяет ограничиться самой общей информацией и ссылками на наиболее значимые публикации.

*Ангаро-Витимская гранитоидная провинция.* Доминирующие по объему гранитоиды баргузинского комплекса содержат 68–76 мас. %  $\text{SiO}_2$ , 3–6 мас. %  $\text{K}_2\text{O}$  и принадлежат к высококальциевой известково-щелочной серии (Цыганков и др., 2010, 2017; Litvinovsky et al., 2011). Агпаитовый индекс NK/A составляет 0.7–0.83, A/CNK  $\approx$  1 (0.97–1.08).

В редкоземельном спектре LREE преобладают над HREE, значения  $(\text{La/Yb})_n$  варьируют в интервале 18–40. Отрицательная Eu-аномалия наблюдается в большинстве изученных проб ( $\text{Eu/Eu}^* = 0.45$ ). Относительно среднего состава континентальной коры (Rudnik, Gao, 2003) гранитоиды баргузинского комплекса обеднены Ba, Ta, P, Eu и Ti, обогащены Th, K и Pb.

Известково-щелочные низкокремниевые гранитоиды чивыркуйского комплекса и переходные от известково-щелочных к субщелочным граниты и кварцевые сиениты зазинского комплекса в основном принадлежат к высококальциевой известково-щелочной серии. Их состав варьирует от монцонитов и кварцевых сиенитов до гранитов и лейкогранитов, охватывая диапазон кремнекислотности 55–70 мас. %  $\text{SiO}_2$  в чивыркуйских и 65–77 мас. %  $\text{SiO}_2$  в зазинских гранитоидах, при  $\text{K}_2\text{O}$  2.5–5.5 и 4–6.5 мас. % соответственно. Агпаитовый индекс NK/A составляет 0.6–0.82 и 0.72–0.93 соответственно; A/CNK  $\approx$  0.75–1.06 и 0.91–1.9. Редкоземельные спектры пород обоих комплексов характеризуются резким преобладанием LREE над HREE:  $(\text{La/Yb})_n = 9–34$  и 14–34. Зазинские граниты характеризуются более выраженной отрицательной Eu-аномалией:  $\text{Eu/Eu}^* = 0.35–0.57$  против 0.62–0.75 в большинстве пород чивыркуйского комплекса. Относительно среднего состава континентальной коры (Rudnik, Gao, 2003) чивыркуйские гранитоиды обогащены Ba и Pb и деплетированы Nb и Ta. Зазинские гранитоиды содержат больше Rb, Th и обеднены Sr, P, Eu, Ti, Ta.

Раннепермские высококальциевые монцонитоиды и сиениты нижнеселенгинского комплекса и PA-граниты (peralkaline (PA) granites) и AFS-сиениты (alkali feldspar (AFS) syenites) раннекуналейского комплекса характеризуются максимально высокой общей (раннекуналейский) и калиевой (нижнеселенгинский) щелочностью, что соответствует шошонитовой серии (нижнеселенгинский комплекс), однако агпаитовый индекс обычно не превышает 0.85, определяя их известково-щелочной характер (Цыганков и др., 2010, 2017; Цыганков, 2014; Litvinovsky et al., 2011). PA-граниты и AFS-сиениты раннекуналейского комплекса являются типичными представителями пород металюминиевой ( $\text{A/CNK} < 1$ ) субщелочной и щелочной серий, с предельно низкими содержаниями Sr, Ba и максимально высокими Rb, Zr, Nb. Нижнеселенгинские сиениты и монцониты отличаются на порядок более высокими концентрациями Sr (Ba) и, соответственно, более низкими Nb и Zr. Спектры распределения REE в породах нижнеселенгинского и раннекуналейского (Litvinovsky et al., 2002) комплексов во многом сходны, что отражается как в суммарном содержании REE, так и на значениях  $(\text{La/Yb})_n$  (10–27 и 9–24 соответственно). Главное отличие заключается в Eu-аномалии:  $\text{Eu/Eu}^* =$

= 0.59–1.00 в породах нижнеселенгинского комплекса, против 0.23–0.60 в породах раннекуналейского комплекса.

Мафические породы в составе АВБ при всем разнообразии форм проявления имеют выдержанный химический состав, вариации которого связаны с фракционированием в промежуточных камерах или процессами контаминации салическим расплавом, либо с вмещающими силикатными породами. Они характеризуются низкой магнезиальностью ( $Mg\#$  52–40 мол. %), умеренным содержанием  $TiO_2$  (0.8–1.5 мас. %, редко до 2.4 мас. %), повышенной глиноземистостью (15–20 мас. %  $Al_2O_3$ ), высокой калиевой щелочностью (Litvinovsky et al., 2011; Цыганков и др., 2016). В целом для них характерно умеренное обогащение LREE относительно HREE ( $(La/Yb)_n = 8–23$ ), слабовыраженная Eu-аномалия ( $Eu/Eu^* = 0.67–1.11$ ), деплетированность Nb (в меньшей мере Ti, Zr, Hf), обогащенность LILE, положительные Pb- и Sr-аномалии.

*Хангайская зональная магматическая область.* Известково-щелочные гранитоиды Хангайского батолита варьируют по составу от гранодиоритов и граносиенитов до лейкогранитов и умеренно-щелочных лейкогранитов (Ярмолюк и др., 2016а), охватывая диапазон кремнекислотности 63–77 мас. %  $SiO_2$  при сумме щелочей 6–12 мас. %. Согласно (Ярмолюк и др., 2016а), гранитоиды батолита подразделяются на три геохимических группы. Тоналиты и гранодиориты первой группы содержат 65–70 мас. %  $SiO_2$  и имеют агапитовый индекс  $NK/A < 0.87$ . Для них характерны вариации содержания Ba, высокие концентрации Th, U, K, Sr, глубокий Ta-Nb минимум, пониженные содержания P и Ti, фракционированное распределение легких REE. Иногда отмечается слабая отрицательная Eu-аномалия. По геохимическим характеристикам эта группа пород близка к среднему составу континентальной коры (Rudnik, Gao, 2003).

Граниты и лейкограниты второй группы ( $SiO_2 > 70$  мас. %,  $NK/A < 0.87$ ) отличаются более широкими вариациями содержаний элементов-примесей. От гранитоидов первой группы они отличаются большей деплетированностью Nb, Ta, Sr, P и Ti, появляется слабая отрицательная аномалия Ba и Eu (Ярмолюк и др., 2016а).

Третья группа пород объединяет гранитоиды повышенной щелочности – граносиениты, умеренно-щелочные граниты и лейкограниты ( $SiO_2$  64–77 мас. %,  $NK/A > 0.87$ ). От пород второй группы они отличаются немного большим содержанием Ta и Nb, при сохранении их отрицательной аномалии, а также большей величиной отрицательных аномалий Ba, Sr, P, Ti и Eu, что, вероятно, отражает их более фракционированный характер (Ярмолюк и др., 2016а).

Салические породы рифтовых зон (Ярмолюк и др., 2016а; Ganbat et al., 2021; Kozlovsky et al., 2023) отличаются от гранитоидов Хангайского батолита более высокой щелочностью при примерно одинаковом диапазоне вариаций  $SiO_2$ . На TAS диаграмме (Ярмолюк и др., 2016а) они занимают поля щелочных гранитов, щелочных и умеренно-щелочных лейкогранитов. В большинстве случаев  $NK/A > 0.85$ . Они характеризуются заметно более высокими, по сравнению с гранитоидами батолита, концентрациями REE, LILE и HFSE, при этом индикаторные характеристики, такие как отрицательные аномалии Ba, Ta, Nb, Sr, P, Ti и Eu, не только сохраняются, но и усиливаются.

Мафические породы зонального ареала тяготеют к рифтовым зонам, тогда как в центральной части Хангайского батолита они представлены небольшими телами ранних фаз внедрения, синплутоническими дайками и мафическими включениями (Ярмолюк и др., 2016а). Для них характерно повышенное содержание  $TiO_2$  и в основном повышенная щелочность. На TAS диаграмме породы основного состава занимают поля габбро, габбродиоритов, монцогаббро и монцодиоритов. Повышенное содержание  $SiO_2$ , по-видимому, связано с контаминацией мафических магм салическим коровым материалом или расплавом. Для мафических пород из центральной части батолита характерны повышенные содержания REE, Zr, Hf, P и Sr, что сближает их с внутриплитными базальтами OIB-типа. В отличие от последних базитовые породы Хангайского ареала имеют ярко выраженный Ta-Nb минимум.

В целом В.В. Ярмолюк с соавторами (2016а) подчеркивают, что гранитоиды Хангайского батолита обладают геохимическим сходством со средним составом континентальной коры (Rudnik, Gao, 2003), тогда как гранитоиды рифтовых зон и некоторые массивы в центральной части батолита отличаются большей щелочностью и большими концентрациями LILE и HFSE, за исключением Ba, Ta, Nb, Sr, P, Ti и Eu, что характерно для гранитов А-типа. В этом прослеживается аналогия с Западным Забайкальем, где пространственно совмещены известково-щелочные граниты Ангара-Витимского батолита и гранитоиды А-типа, составляющие плутоническую часть Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса.

*Калба-Нарымский батолит.* Предбатолитовые плагиограниты кунушского комплекса представляют собой высоко-Na известковистые гранитоиды, содержащие 67–72 мас. %  $SiO_2$  и 2.2–4.1 CaO;  $K_2O/Na_2O = 0.12–0.66$ , индекс глиноземистости  $A/CNK$  варьирует от 0.99 до 1.13 (Хромых и др., 2016, Kuibida et al., 2019). Плагиограниты характеризуются низкими содержаниями REE (17–78 г/т), умеренно дифференцированным спектром распределения

((La/Yb)<sub>n</sub> = 8–26), отсутствием Eu-аномалии и повышенными содержаниями Sr и U.

В породах калгутинского комплекса содержание SiO<sub>2</sub> составляет 62–67 мас. %; эти породы отличаются высоким содержанием K<sub>2</sub>O, достигающим 6 мас. %, что позволяет относить их к высококалиевой известково-щелочной серии (Хромых и др., 2016). Индекс глиноземистости A/CNK соответствует умеренно-высокоглиноземистым породам (0.97–1.19). Содержание REE варьирует в интервале 150–225 г/т, спектры характеризуются небольшим Eu-минимумом (Eu/Eu\* = 0.4–0.6), а также минимумами Ba, Ta, Nb и Sr на спайдердиаграммах. Исходя из данных по составам пород, плагиограниты кунушского комплекса следует рассматривать как гранитоиды М-типа, связанного с плавлением или дифференциацией толеитовых базитов. Умеренно-глиноземистый, магнезиальный состав пород калгутинского комплекса позволяет классифицировать их как гранитоиды I-типа или переходного S-I-типов.

Типоморфные гранодиориты и граниты калбинского комплекса содержат 63–72 мас. % SiO<sub>2</sub>, 2.9–6.2 мас. % K<sub>2</sub>O и принадлежат к высококалиевой известково-щелочной серии (Котлер и др., 2015б; Хромых и др., 2016; Kotler et al., 2021). Агпаитовый индекс NK/A составляет 0.56–0.83, индекс глиноземистости A/CNK = 1.0–1.3. В редкоземельном спектре пород LREE преобладают над HREE, в большинстве проб наблюдается отрицательная Eu-аномалия (Eu/Eu\* = 0.3–0.7). Относительно среднего состава континентальной коры (Rudnik, Gao, 2003) гранитоиды калбинского комплекса обеднены Ba, Sr, Eu, Ti, обогащены Th. Приведенные данные по составу пород калбинского комплекса позволяют классифицировать их как гранитоиды промежуточного S-I-типов.

Высококалиевые известково-щелочные лейкограниты монастырского комплекса содержат 72–78 мас. % SiO<sub>2</sub> и 3.2–6.7 мас. % K<sub>2</sub>O. Агпаитовый индекс NK/A заметно выше, по сравнению с калбинскими гранитами, и составляет 0.7–1.0, что определяет переход от известково-щелочных к субщелочным разностям. Характерна высокая железистость. Индекс глиноземистости A/CNK соответствует породам калбинского комплекса (1.0–1.3). Лейкограниты монастырского комплекса отличает повышенное содержание HFS элементов (Zr, Hf, Y, Nb) и REE. От калбинских гранитов их отличает более высокое содержание HREE, при меньшей степени фракционирования, и большая величина отрицательной аномалии Eu (Eu/Eu\* = 0.4–0.03). Монастырские граниты обеднены Ba, Sr, P, Eu и Ti относительно среднего состава континентальной коры (Rudnik, Gao, 2003). Исходя из железистого состава лейкогранитов, повышенных содержаний HFSE, REE, Li, F и крайне низких CaO и P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, породы

монастырского комплекса классифицируются как гранитоиды A<sub>2</sub>-типа (Kotler et al., 2021).

Постбатолитовые дайки миролюбовского комплекса широко варьируют по составу. Содержания в них SiO<sub>2</sub> 46–58 мас. % и MgO 2.5–8 мас. %, что соответствует габбро, габбродиоритам, монцогаббро, монцодиоритам и монцонитам (Khromykh et al., 2022). Эти породы принадлежат к высококалиевой известково-щелочной серии, характеризуются низкой магнезиальностью (Mg# 38–40 мол. %) и высокими содержаниями TiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> и REE. Они обогащены LREE относительно HREE ((La/Yb)<sub>n</sub> = 3.05–9.34) и имеют отрицательную Eu-аномалию, слабо проявленную в базитах (Eu/Eu\* = 0.82–0.96) и более выраженную в породах среднего состава (0.60–0.87). Мультиэлементные спектры породы миролюбовского комплекса, нормированные по примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989), имеют отрицательные аномалии Ta, Nb, Ti (кроме долеритов) и положительную Zr (Khromykh et al., 2022).

*Главный (Колымский) батолитовый пояс.* Характеристика химического состава колымских гранитов основана на результатах изучения десяти плутонов южной части батолитового пояса. Вопрос возможности экстраполяции этих данных на весь пояс не рассматривался, однако отсутствие каких-либо данных о латеральной вещественной зональности дает основание полагать, что представленные ниже данные характеризуют Главный батолитовый пояс в целом. Петрографический состав рассматриваемых гранитоидов, включая I- и S-типы, варьирует от *Amph-Bt* гранодиоритов до *Bt*-гранитов, содержание SiO<sub>2</sub> в которых составляет 67–73 мас. %, суммарное содержание щелочей (Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O = 6.5–8 мас. %) соответствует породам нормальной щелочности с редкими отклонениями в сторону умеренно-щелочных граносиенитов и субщелочных лейкогранитов. Относительно самостоятельную петрохимическую группу составляют овоидные лейкограниты Северного Большого Аначага и мусковитовые граниты Южно-Мякитского штока, в которых содержание кремнезема достигает предельных для магматических пород значений. Гранитоиды всех изученных массивов принадлежат к высококалиевой известково-щелочной серии. Индекс насыщения глиноземом (A/CNK) варьирует от 1.0 до 1.2. Обращает внимание повышенная глиноземистость мусковитовых гранитов Южно-Мякитского штока (A/CNK = 1.3 сред.) и биотитовых гранитов Трубного массива (A/CNK = 1.25 сред.). На большинстве вариационных диаграмм соотношения петрогенных оксидов с SiO<sub>2</sub> поля гранитоидов всех массивов практически полностью перекрываются, кроме наиболее кремнекислых разностей, отмеченных выше. На классификационной диаграмме A/NK–A/CNK (Maniar, Piccoli, 1989) подавляющая часть фигуративных точек всех

массивов лежит в поле гранитов S-типа, включая Мазуровский плутон и Десянкийский шток, рассматривающихся в качестве типичных представителей гранитоидов I-типа.

Распределение REE в гранитоидах разных массивов южной части Главного батолитового пояса имеет много общего: LREE преобладают над HREE ( $(La/Yb)_n = 4-8$ ), характерна хорошо выраженная Eu-аномалия ( $Eu/Eu^* = 0.36-0.75$ ),  $La/Sm = 1.54-3.09$ ;  $Gd/Yb = 1.18-1.84$  при сумме REE от 105 до 250 ppm. Отличие между *Amph-Bt* и *Bt*-гранитами заключается лишь в немного большем среднем содержании REE в *Bt*-гранитах — 180–200 ppm, против 120–140 ppm в амфибол-биотитовых разновидностях.

На графиках распределения литофильных элементов, нормированных по среднему составу континентальной коры (Rudnik, Gao, 2003), отчетливо проявлены минимумы по Ba, Sr, Eu и Ti, вероятно, отражающих устойчивость плагиоклаза и Ti-содержащих фаз в области плавления. Тем не менее при общем сходстве почти каждый массив хоть и незначительно, но все же отличается от других плутонов, что, вероятно, связано со степенью плавления и, возможно, составом исходного субстрата.

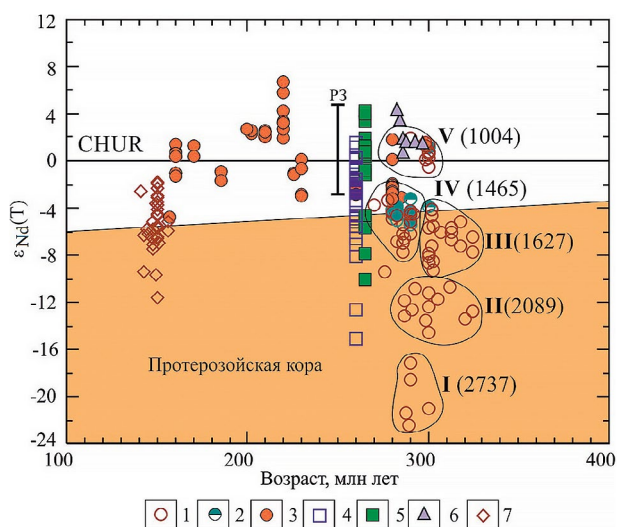
Лейкократовые овоидные граниты Северного Большого Аначага и мусковитовые граниты Южно-Мякитского штока составляют ничтожную долю от общего объема гранитоидов южной части Главного батолитового пояса. Вместе с тем их петро-геохимические характеристики весьма необычны. Они характеризуются крайне низкими содержаниями Ba (<100 ppm) и Sr (<50 ppm), значением LREE/HREE, близким к единице, с очень глубокой Eu-аномалией — это диагностический признак гранитоидов A-типа. Однако, в отличие от последних, они содержат <100 ppm Zr, что для A-гранитов не характерно.

### ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Nd ГРАНИТОИДОВ И АССОЦИИРУЮЩИХ МАФИЧЕСКИХ ПОРОД

Изотопная изученность рассматриваемых гранитоидных провинций сильно различается. Наиболее полные данные имеются по Ангаро-Витимской и Хангайской провинциям. Гранитоиды Главного батолитового пояса и Калба-Нарымского батолита изучены не столь детально. Тем не менее опубликованные и оригинальные данные авторов позволяют охарактеризовать изотопный состав пород рассматриваемых гранитоидных провинций. Для этого нами использовано 157 определений изотопного состава Nd в гранитоидах Ангаро-Витимского батолита, включая ассоциирующие мафические породы и щелочные гранитоиды Монголо-Забайкальского пояса. Часть этих данных опубликована ранее (Litvinovsky et al., 2011; Цыганков, 2014;

Tsygankov et al., 2021). Для характеристики Хангайского батолита использованы изотопные данные (63 определения), приведенные в (Ярмолюк и др., 2016a). Изотопный состав калбинских гранитов охарактеризован семью пробами (Kuibida et al., 2018; Kotler et al., 2021); по гранитам Главного колымского батолитового пояса имеется 33 определения изотопного состава Nd, из которых 15 заимствованы из (Лучицкая и др., 2022; Фридовский и др., 2022). Перечисленные выше данные приведены на рис. 11.

Nd-изотопные данные указывают на гетерогенный изотопный состав гранитоидов всех рассматриваемых провинций, но особенно ярко эта гетерогенность проявлена в Ангаро-Витимском батолите. Значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  и соответствующий им двустадийный модельный возраст гранитоидов АВБ и ассоциирующих мафических пород образуют пять не перекрывающихся кластеров (рис. 11).



**Рис. 11.** Изотопный состав Nd в гранитоидах и ассоциирующих мафических породах.

*Ангаро-Витимский батолит:* гранитоиды (1), мафические породы (2); 3 — щелочные гранитоиды Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса; *Хангайский батолит:* гранитоиды (4), мафические породы (5); 6 — гранитоиды *Калба-Нарымского батолита*; 7 — гранитоиды *Главного Колымского батолитового пояса*. P3 — диапазон вариаций изотопного состава гранитоидов рифтовых зон обрамления Хангайского батолита. Римскими цифрами обозначены кластеры изотопного состава гранитоидов и мафических пород АВБ, в скобках — среднее значение  $T_{Nd}(DM-2st)$ . Данные по Хангайской зональной магматической области заимствованы из (Ярмолюк и др., 2016a), для удобства мафические породы показаны со сдвигом по возрасту. Данные по Калба-Нарымскому батолиту заимствованы из (Хромых и др., 2016).

Кластер I ( $n = 5$ ):  $\epsilon_{Nd}(T) = -22.5 \div -17.2$ ,  $T_{Nd}(DM-2st) = 2930-2490$  млн лет. Этот кластер включает исключительно граниты баргузинского комплекса, причем большая часть проб (4 из 5) отобрана в северной части позднепалеозойского гранитоидного ареала, в бассейне р. Витим. Кластер II ( $n = 13$ ):  $\epsilon_{Nd}(T) = -14.5 \div -10.8$ ,  $T_{Nd}(DM-2st) = 2200-1970$  млн лет. Объединяет гранитоиды баргузинского, чивыркуйского и отдельные пробы зазинского комплексов, отобранные в северной и центральной частях гранитоидной провинции (хр. Улан-Бургасы, северо-восточное побережье оз. Байкал). Кластер III ( $n = 19$ ):  $\epsilon_{Nd}(T) = -9.3 \div -3.9$ ,  $T_{Nd}(DM-2st) = 1790-1425$  млн лет, также включает гранитоиды баргузинского, чивыркуйского и зазинского комплексов, отобранные в центральной части хребта Улан-Бургасы и две пробы из северной части магматического ареала. Кластер IV ( $n = 42$ ):  $\epsilon_{Nd}(T) = -7.7 \div -2.5$ ,  $T_{Nd}(DM-2st) = 1706-1265$  млн лет, включает пробы всех рассматриваемых комплексов Ангара-Витимского батолита, а также щелочные гранитоиды раннекуналейского комплекса. Подавляющая часть проб отобрана в центральной части АББ, включая Брянский и Хоринский щелочно-гранитоидные плутоны. Кластер V ( $n = 12$ ):  $\epsilon_{Nd}(T) = -0.5 \div 1.95$ ,  $T_{Nd}(DM-2st) = 1118-910$  млн лет, включает гранитоиды зазинского комплекса из Юго-Западного Забайкалья, одну пробу гнейсогранитов с побережья оз. Байкал и щелочные граниты раннекуналейского комплекса.

Экстремально высокие значения  $\epsilon_{Nd}(T) = 8.2 \div 9.3$ , зафиксированные в гнейсовидных гранитах бассейна р. Голондокон и в щелочных гранитах Юго-Западного Забайкалья (Шабартайский массив), требуют дополнительной проверки. Кроме того, следует подчеркнуть относительно небольшой диапазон вариаций изотопного состава неодама в мафических породах АББ,  $\epsilon_{Nd}(T)$  в которых составляет  $-5.4 \div -3.2$  и лишь в отдельных пробах достигает 1.2.

Щелочные гранитоиды Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса, пространственно ассоциирующие с АББ, формировались длительное время, с 298 млн лет (Reznitsky et al., 2005) до 160 млн лет (неопубликованные данные авторов). Их изотопный состав варьирует в диапазоне:  $\epsilon_{Nd}(T) = -4.7 \div 6.7$ , однако большая часть имеющихся значений  $\epsilon_{Nd}(T)$  лежит в интервале  $-3.0 \div 4.0$ . Двустадийный модельный возраст варьирует от 1360 до 670 млн лет, а в пробах с экстремально высоким  $\epsilon_{Nd}(T) = 5.7 \div 6.7$  составляет 540–460 млн лет. В целом параметры изотопного состава щелочных гранитоидов близки V изотопному кластеру (рис. 11), который составляют в основном граниты зазинского комплекса, развитые в Юго-Западном Забайкалье, тогда как такие же граниты других районов характеризуются совершенно иными изотопными параметрами.

Гранитоиды Хангайского зонального магматического ареала отличаются от АББ более высокими значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$ , варьирующими, за исключением отдельных проб, от  $-8$  до  $1.5$ , причем большая часть значений лежит в узком интервале от  $-3$  до  $-0.5$ . Мафические породы синплутонических даек и малых интрузий по изотопному составу Nd делятся на две группы:  $-10 \div -4.6$  и  $-1.1 \div 4$ . Изотопный состав Nd пород рифтовых зон практически полностью перекрывается с этими параметрами и составляет  $-2.5 \div 5$ .

Таким образом, несмотря на очевидное сходство в геологическом строении и составе Ангара-Витимского и Хангайского гранитоидных ареалов, изотопный состав Nd слагающих их пород существенно отличается.

Для гранитоидов Калба-Нарымского батолита характерны исключительно положительные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$ , варьирующие в широком интервале от  $0.8$  до  $8.9$ . Наиболее высокие значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  характерны для плагиогранитов кунушского комплекса ( $6.7 \div 8.9$ ), что так же, как и их состав, позволяет предполагать их связь с деплетированным источником — толеитовыми базальтоидами. Для гранодиоритов калгутинского комплекса характерны более низкие значения  $\epsilon_{Nd}(T) = 2.1 \div 3.4$  и двустадийный модельный возраст  $T_{Nd}(DM-2st) = 0.85-1.1$  млрд лет. Для пород калбинского комплекса, слагающих основной объем батолита, по 11 определениям получен интервал  $\epsilon_{Nd}(T)$  от  $0.8$  до  $2.5$  при  $T_{Nd}(DM-2st) = 0.8-0.9$  млрд лет. Наиболее молодые лейкограниты монастырского комплекса по шести определениям имеют более высокие значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  от  $3.5$  до  $5.2$ , а  $T_{Nd}(DM-2st) = 0.6-0.7$  млрд лет.

В гранитоидах Главного колымского батолитового пояса  $\epsilon_{Nd}(T)$  в основном лежит в диапазоне  $-7.5 \div -2$ , в некоторых пробах до  $-11.6$ . Двустадийный модельный возраст  $T_{Nd}(DM-2st) = 2.68-1.12$  млрд лет. Различий в изотопном составе гранитов I- и S-типов не выявлено. Изотопный состав малых интрузий также не отличается от изотопного состава гранитных батолитов.

## ОБСУЖДЕНИЕ

Приведенные выше данные в кратком виде суммированы в табл. 1, являющейся основой для дальнейшего обсуждения условий формирования рассматриваемых гранитоидных провинций.

### *Морфология гранитоидных провинций, длительность формирования*

Ареальный и линейный типы магматических провинций, кроме морфологических различий, положенных в их определение, в разы или даже на порядок величин, различаются площадью и объемом гранитоидов в их составе. Причины этих различий,

**Таблица 1.** Характеристика гранитоидных батолитов плутонических салических крупных изверженных провинций (P-SLIPs) ареального и линейного типов

| <div> <div>P-SLIPs</div> <div>Основные параметры</div> </div>         | Ангаро-Витимская гранитоидная провинция, Забайкалье                                                                     | Хангайский зональный магматический ареал, Северная—Центральная Монголия                                                   | Калбинский батолит, Северо-Восточный Казахстан                                                      | Главный Колымский батолитовый пояс, Северо-Восточная Азия |
|-----------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------|
| Морфологический тип                                                   | Ареальный                                                                                                               | Ареальный                                                                                                                 | Линейный                                                                                            | Линейный                                                  |
| Площадь, км <sup>2</sup>                                              | 200 000                                                                                                                 | 250 000                                                                                                                   | 15 000                                                                                              | 73 000                                                    |
| Объем, млн км <sup>3</sup>                                            | 0.7–1.5                                                                                                                 | 1.0                                                                                                                       | 0.1                                                                                                 | 0.36                                                      |
| Возраст главного этапа гранитообразования и его длительность, млн лет | $\frac{325-280}{45}$                                                                                                    | $\frac{270-240}{30}$                                                                                                      | $\frac{300-275}{25}$                                                                                | $\frac{155-143}{17}$                                      |
| Общая продолжительность магматизма, млн лет                           | 330–260                                                                                                                 | 302–240                                                                                                                   | 310–275                                                                                             | 158–138                                                   |
| Интенсивность магматизма, км <sup>3</sup> /млн лет                    | 15 000–35 000                                                                                                           | 33 000                                                                                                                    | 4 000                                                                                               | 21 000                                                    |
| Догранитный фундамент                                                 | Коллаж террейнов разного возраста и происхождения                                                                       | Коллаж террейнов разного возраста и происхождения                                                                         | Турбидитовый террейн                                                                                | Террейны пассивной окраины                                |
| Основные типы пород                                                   | <i>Qtz</i> -монцитониты, <i>Qtz</i> -сиениты, <i>Amph-Bt</i> гранодиориты, <i>Bt</i> -граниты, субщелочные лейкограниты | <i>Amph-Bt</i> гранодиориты, <i>Bt</i> -граниты, граносиениты, лейкограниты, умеренно-щелочные лейкограниты               | <i>Bt</i> -гранодиориты, <i>Bt</i> -граниты, лейкограниты                                           | <i>Bt</i> -, <i>Hb-Bt</i> граниты, гранодиориты           |
| Петрохимический тип                                                   | Известково-щелочные, субщелочные высококалиевые                                                                         | Известково-щелочные субщелочные высококалиевые, щелочные                                                                  | Известково-щелочные высококалиевые                                                                  | Известково-щелочные высокоглиноземистые                   |
| Ассоциирующие мафические породы                                       | Габбро-монцитоновые плутоны, синплутонические базитовые интрузии, минглинг-дайки, ММЕ                                   | Синплутонические дайки, штоки, небольшие тела основного—среднего состава; ММЕ; ультрамафит-мафитовые массивы по периферии | Добатолитовые габбро-сиениты и перидотит-габбро-монцитодориты; постбатолитовые дайки долеритов; ММЕ | Добатолитовые дайки основного состава                     |

**Таблица 1.** Окончание. Характеристика гранитоидных батолитов плутонических салических крупных изверженных провинций (P-SLIPs) ареального и линейного типов

| <div> <div>P-SLIPs</div> <div>Основные параметры</div> </div> | Ангаро-Витимская гранитоидная провинция, Забайкалье                            | Хангайский зональный магматический ареал, Северная—Центральная Монголия                                                            | Калбинский батолит, Северо-Восточный Казахстан                     | Главный Колымский батолитовый пояс, Северо-Восточная Азия       |
|---------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------------------|
| Ассоциирующие (одновозрастные) гранитоиды                     | РА-граниты, AFS-сиениты раннекуналейского комплекса; щелочно-основные интрузии | Щелочные граниты и бимодальные вулканы повышенной и высокой щелочности                                                             | Гранитные пегматиты                                                | Граниты А-типа поперечных поясов                                |
| $\epsilon_{Nd}(T)$                                            | $-22.5 \div 1.9$                                                               | $-8.0 \div 1.5$                                                                                                                    | $0.8 \div 4.3$                                                     | $-15 \div -2$                                                   |
| T(DM-2st), млрд лет                                           | 2.9–0.9                                                                        | 2.3–0.9                                                                                                                            | 1.0–0.77                                                           | 2.2–1.1                                                         |
| Предполагаемые источники магм                                 | Разновозрастные коровые протолиты, обогащенная мантия                          | Разновозрастные коровые протолиты, обогащенная мантия                                                                              | Трехкомпонентная смесь: MORB-OIB метаосадки турбидитового бассейна | Коровые протолиты                                               |
| Металлогеническая специализация                               | Рудопрооявления и мелкие месторождения Au, Mo                                  | Редкометалльная (Zr, Nb, Ta, Li, Y и Th) и Cu-Mo минерализация рифтовых зон обрамления Хангайского батолита; Cu-Au рудопрооявления | Редкометалльная (Li, Ta, Nb, Be, Cs) провинция                     | Au (Ag, Sn) провинция, генетическая связь с гранитоидами неясна |
| Геодинамическая обстановка                                    | Посторогенная плюмовая                                                         | Надвигание края континента на горячую точку                                                                                        | Посторогенная плюмовая                                             | Коллизионная, надсубдукционная (?)                              |

по-видимому, обусловлены двумя факторами: а) строением и структурой догранитного фундамента; б) масштабом энергетического воздействия на нижние и средние горизонты континентальной коры. Догранитный фундамент провинций ареального типа представляет собой сложно построенный коллаж террейнов разного состава, возраста и происхождения. В их взаимном расположении отсутствует какая-либо директивность. Иначе говоря, отсутствует структурно-тектонический контроль при внедрении и консолидации в верхней коре гранитоидных интрузий. В расположении гранитоидных интрузий провинций линейного типа, напротив, такой структурный контроль очевиден. Отдельные массивы и провинции в целом располагаются согласно простиранию складчато-надвиговых

структур, протягиваясь на многие сотни и даже тысячи километров. Наиболее ярким примером является Главный Колымский батолитовый пояс, который изгибаясь почти под прямым углом, сменяется Северным поясом, повторяющим в совокупности ориентировку структур «Колымской петли» (Зоненшайн и др., 1990).

Объем гранитоидов рассматриваемых провинций, вероятно, определяется масштабом теплового воздействия, возможно, энергетической мощностью мантийного плюма (Кирдяшкин, Кирдяшкин, 2016), что кажется вполне очевидным, а также предшествующей историей геологического развития региона. Можно предположить, что при равной энергетической мощности воздействие

плюма на разогретую до субсолидусной температуры нижнюю кору орогена приведет к гораздо более масштабному плавлению, по сравнению с молодой корой складчатой области. Разница температур в основании коры на стадии орогенеза и после его завершения может достигать 360°C (Johannes, Holtz, 1996), составляя 970 и 610°C соответственно. Следует подчеркнуть, что приведенные соображения не относятся к Колымскому батолитовому поясу, формирование которого связывают с коллизионными или субдукционными процессами (см. ниже).

Длительность формирования рассматриваемых магматических провинций важна в контексте их связи с мантийными плюмами. Согласно принятым критериям (Ernst, 2014), мафические LIPs формируются очень быстро, не более 10–15 млн лет, что согласуется с расчетными данными о времени существования мантийных плюмов (Добрецов, Кирдяшкин, 1994; Кирдяшкин и др., 2005). Для салических провинций установлен более длительный период формирования — до 40 млн лет (Bryan et al., 2002; Bryan, Ernst, 2008), который может включать несколько периодов наибольшей активности. Приведенные выше данные показывают, что длительность формирования рассматриваемых батолитов (без Колымского пояса), во-первых, соизмерима, составляя первые десятки миллионов лет, и, во-вторых, по объему магматизма соответствует критериям принадлежности к SLIPs. В этой связи важным вопросом является соотношение главных фаз батолитообразования с добатолитовыми и постбатолитовыми магматическими комплексами, а именно, являются ли они в петрогенетическом смысле частью рассматриваемых провинций или это самостоятельные события, не связанные с формированием P-SLIPs?

Рассмотрим этот вопрос на примере Ангара-Витимской и Хангайской провинций. В контурах Ангара-Витимского батолита (магматической провинции) известны габброиды с изотопным возрастом 330 млн лет (Лыхин и др., 2010), близкие по времени формирования к наиболее ранним гнейсогранитам АВБ с возрастом 325 млн лет (Цыганков и др., 2007). Щелочные граниты и сиениты Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса, пересекающего центральную часть АВБ, формировались 278–160 млн лет назад, а самые молодые граниты региона (Первомайский шток в Джидинском рудном поле, Юго-Западное Забайкалье) имеют возраст 127 млн лет (Damdinova et al., 2019). Иначе говоря, после завершения главной фазы батолитообразования примерно 280 млн лет назад гранитоидный магматизм продолжался еще 150 млн лет. Поэтому щелочно-гранитоидный магматизм, в том числе его наиболее ранние производные, такие как Брянский, Хоринский плутоны (Litvinovsky et al., 2002), мы не включаем в состав

батолита, условно ограничивая его возраст наиболее молодыми датировками пород нижнеселенгинского комплекса.

В составе Хангайского зонального ареала наиболее ранние граниты Яругингольского массива имеют U-Pb изотопный возраст 302 млн лет (Ярмолук и др., 2013а), что соответствует максимуму магматической активности при формировании Ангара-Витимского батолита, а наиболее молодые щелочные граниты — 220 млн лет (Ярмолук и др., 2016а) соответствуют возрасту соседней Хэнтэйской гранитоидной провинции.

В качестве рабочей гипотезы можно предположить, что эти граниты являются дальней периферией Ангара-Витимской и Хэнтэйской провинций и не имеют отношения к Хангайской. Таким образом, единственным критерием, ограничивающим время формирования Хангайской зональной провинции, является статистика распределения возраста (Ярмолук и др., 2016а), ограничивающая это время интервалом 270–240 млн лет.

Аналогичным образом для Калба-Нарымского батолита массивы кунушского и калгутинского комплекса, имеющие сравнительно малые объемы и сформированные до внедрения главного объема гранитов калбинского комплекса (т.е. сформированные до ~300 млн лет), мы не включаем в состав Калба-Нарымского батолита, ограничивая время его формирования интервалом 300–276 млн лет.

Основными петрографическими типами пород во всех рассматриваемых провинциях являются граниты и гранодиориты. Однако в ареальном типе провинций петрографическое разнообразие значительно шире. Так, в Ангара-Витимском батолите значительную роль играют породы повышенной основности и щелочности — монцитониты, Qtz-монцитониты, Qtz-сиениты, субщелочные лейкограниты; в Хангайской — лейкограниты и умеренно-щелочные лейкограниты. Причины этого разнообразия, вероятно, кроются в большей степени дифференцированности магм при их существенно большем объеме. Однако это может быть справедливо лишь для лейкогранитов, поскольку образование монцитонитоидов и сиенитов путем дифференциации субэвтектического расплава мало вероятно. Образование гранитоидов повышенной основности может быть следствием неполной сегрегации расплава и реститовых фаз (Bt, Amph) в области плавления (Chen, Grapes, 2007) либо следствием смешения салических коровых расплавов с мантийными магмами (см. ниже). В пользу этого предположения свидетельствует отсутствие или крайне ограниченное развитие подобных пород (монцитонитоидов, Qtz-сиенитов) в составе Калба-Нарымского батолита и в гранитоидных батолитах Колымского пояса, где мафические породы отсутствуют. Особенно показателен тот факт, что

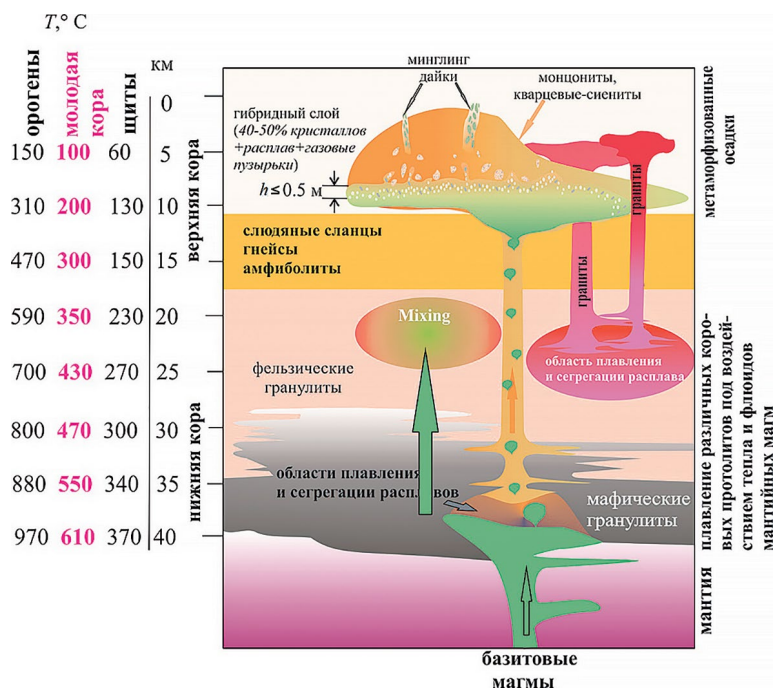
монциты и *Qtz*-монциты появляются там, где есть породы основного состава, где есть свидетельства взаимодействия основных и кислых магм, как, например, в Преображенском массиве (Хромых и др., 2018), расположенном в Чарской зоне в юго-западном обрамлении этого батолита.

#### Состав пород, вклад мафических магм

Известково-щелочные гранитоиды являются самыми распространенными среди всех плутонических пород кислого состава. Не являются исключением и рассматриваемые провинции, в составе которых субщелочные и щелочные разновидности развиты весьма ограниченно или вовсе отсутствуют, как, например, в Калба-Нарымском батолите и на Колыме. Характерной петрохимической особенностью известково-щелочных гранитоидов Ангаро-Витимского, Хангайского и Калба-Нарымского батолитов является их повышенная и высокая калиевая щелочность. Причина этого, вероятно, кроется в дегидратационном плавлении биотита в области магнообразования (Johannes, Holtz, 1996; Chen, Grapes, 2007), а также в вещественном вкладе мафических магм (Litvinovsky et al., 2011, 2015; Цыганков, 2014; Ярмолюк и др., 2016б; Хромых и др., 2018; Kotler et al., 2021), для которых характерно высокое содержание калия. Очевидно, что роль этого фактора наиболее велика в Ангаро-Витимском батолите и минимальна в Калба-Нарымском. Гранитоиды Колымского батолитового пояса

отличаются повышенной глиноземистостью, связанной, вероятно, с плавлением метапелитового источника.

Важным фактором формирования салических крупных изверженных провинций является мантийный мафический магматизм. В Ангаро-Витимском и Хангайском батолитах свидетельства синхронности мантийного и корового магматизма достаточно многочисленны, подтверждены как геологическими наблюдениями, так и изотопно-геохронологическими (U-Pb, Ar-Ar) данными (см. выше). Синхронные гранитоидам Калба-Нарымского батолита базиты известны лишь в сопряженной Чарской зоне в виде мелких пикрит-габбровых интрузий аргимбайского и максустского комплексов (Хромых и др., 2013) или в виде минглинг-структур в массивах Тастау (Докукина и др., 2010) и Преображенский (Хромых и др., 2018). Кроме того, имеются постбатолитовые дайки долеритов (Khromykh et al., 2022), приуроченные к системе ортогонально секущих разрывных нарушений, что, вероятно, отражает смену поля напряжений на дайковом этапе магматизма. Схожая ситуация в Колымском батолитовом поясе, только дайки являются добатолитовыми (Fridovsky et al., 2020; Фридовский и др., 2022). Таким образом, можно констатировать, что провинции ареального типа формировались путем одновременного внедрения мантийных мафических и коровых салических магм, тогда как в провинциях линейного типа мантийный магматизм проявлен в крайне ограниченных масштабах и его



**Рис. 12.** Схема, иллюстрирующая разные уровни генерации салических магм и зависимость характера процессов смешения мантийных и коровых магм от глубины. Остальные пояснения см. в тексте.

прямая связь с собственно гранитоидами батолитов не очевидна.

Наиболее важным следствием одновременного внедрения контрастных по составу мафических и салических магм является их взаимодействие, масштаб и результаты, что зависит от длительности этого процесса. В гипабиссальных условиях формируются минглинг-дайки (рис. 12), где химическое взаимодействие (mixing) почти отсутствует. На мезоабиссальном уровне становления гранитоидных плутонов результатом взаимодействия базитового и салического расплавов являются мафические включения (ММЕ), состав которых сильно отличается от исходного базальтового. Предполагается (Бурмакина, Цыганков, 2013), что наблюдаемый монцонитоидный состав включений является следствием одновременного действия нескольких процессов: фракционной кристаллизации базитового расплава, его химического взаимодействия (гибридизации) в пограничном слое, разделяющем базитовый и салический расплавы в магматической камере, и выделением свободной газовой фазы по мере кристаллизации гибридного (монцонитоидного) пограничного субслоя, что обеспечивает всплывание расплавно-кристаллических «капель». Предлагаемый механизм (Бурмакина, Цыганков, 2013; Хромых и др., 2018) согласуется с геологическими наблюдениями и модельными расчетами (Семенов, Полянский, 2017), однако его петрогенетическое значение ограничивается образованием ММЕ, поскольку мощность пограничного слоя, по некоторым оценкам (Плечов и др., 2008), не превышает 0.5–1.0 м.

Учитывая это ограничение, можно предположить, что смешение, в результате которого образуются значительные объемы гибридных магм, должно происходить в условиях значительно более глубоких, по сравнению с уровнем консолидации интрузивных тел. С этим предположением согласуются масс-балансовые расчеты, выполненные на примере Ангара-Витимского батолита. Они показывают, что средний состав кварцевых монцонитов АВБ может быть получен путем смешения чивыркуйского габбро и баргузинского гранита в пропорции 1:3 (Цыганков, 2014). Вместе с тем примерно такой же результат может быть получен и путем двухэтапной фракционной кристаллизации высококалийного базальта (Цыганков, 2014), когда на первом этапе фракционная кристаллизация высококалийного базальта (средний состав синплутонических габбро нижнеселенгинского комплекса) приводит к образованию монцонитового остатка, составляющего 35% от исходного объема, а на втором уже фракционная кристаллизация монцонитового расплава дает 67% остаточного сиенитового. Изотопные данные допускают оба варианта, однако дисбаланс редких и редкоземельных элементов вводит серьезные ограничения на модель фракционной кристаллизации.

Важная роль смешения магм косвенно подтверждается тем, что гранитоиды повышенной основности в составе Ангара-Витимского батолита появляются одновременно с базитами, представленными мафическими включениями (Бурмакина, Цыганков, 2013), минглинг-дайками (Литвиновский и др., 1993, 1995а, 1995б; Титов и др., 1998, 2000; Бурмакина и др., 2018; Litvinovsky et al., 2012, 2017) и габбро-монцонитовыми плутонами (Цыганков и др., 2016). Аналогичным образом в Восточном Казахстане монцониты или кварцевые монцониты известны лишь там, где есть габброиды и минглинг-структуры.

Для Хангайского батолита монцонитоиды, сиениты, кварцевые сиениты в целом не характерны, однако мафические включения, синплутонические дайки, штоки и небольшие тела основного–среднего состава распространены достаточно широко. Можно предположить, что процессы взаимодействия магм имели место лишь на верхнекоровом уровне.

#### *Nd-изотопный состав пород, источники магм*

Дисперсия изотопных параметров пород рассматриваемых гранитоидных провинций (см. рис. 11) коррелирует со сложностью их геологического строения. Фундаментальное сходство заключается в том, что значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  в большинстве случаев отвечают параметрам континентальной коры, являющейся основным источником салических магм. Кроме того, изотопный состав Nd мафических пород полностью (Ангара-Витимская провинция) или почти полностью (Хангай) перекрывается с составом гранитоидов. Такое сходство изотопных характеристик мафических пород и гранитоидов может быть следствием контаминации мантийных магм древнекоровым материалом либо образованием этих магм за счет плавления обогащенного мантийного источника. Второе кажется более вероятным, по крайней мере для Ангара-Витимской провинции, поскольку изотопный состав мафических пород варьирует в относительно узком диапазоне значений  $\epsilon_{Nd}(T) = -5.4 \div -3.2$  и не коррелирует с содержанием  $SiO_2$  в них, являющимся хорошим индикатором контаминации силикатным коровым материалом. Можно также предположить, что отмеченная выше «кластеризация» изотопных параметров гранитоидов отражает изотопный состав основных коровых протолитов.

Изотопный состав гранитоидов Хангайского батолита, ассоциирующих пород среднего и основного состава, а также рифтовых зон детально рассмотрены в (Ярмолюк и др., 2016а). Авторы указанной работы отмечают, что имеющиеся данные, представленные на рис. 11, свидетельствуют о двух крайних, мантийном и коровом, источниках магм зонального ареала, а также о разномасштабном

взаимодействии этих источников при образовании магматических пород.

Вариации изотопного состава Nd в гранитоидах Калба-Нарымского батолита могут быть объяснены наличием нескольких контрастных изотопных резервуаров в пределах Калба-Нарымской зоны. Сопоставление изотопии гранитоидов и различных потенциальных источников позволило показать вклад различного исходного материала в формирование того или иного комплекса (Kuibida et al., 2019; Kotler et al., 2021). Изотопные характеристики плагиогранитов соответствуют изотопии метабазальтов из сопряженных Чарской и Иртышской зон. Это предполагает наличие в основании Калба-Нарымской зоны сильно деплетированного метабазитового субстрата, процессы частичного плавления которого могли привести к формированию пород кунушского комплекса. Для пород калбинского комплекса предполагается значительный вклад материала осадочных пород девон-каменноугольного возраста, для которых характерны слабоотрицательные значения  $\epsilon_{Nd}$  на пермское время. Промежуточные изотопные значения  $\epsilon_{Nd}(T)$  для пород калгутинского и монастырского комплексов могут объясняться либо процессами частичного плавления тектонически смешанных субстратов из различных резервуаров, либо наличием каких-то промежуточных потенциальных субстратов, как, например, метаморфических пород, распространенных в южной части Иртышской зоны смятия (Hu et al., 2000), имеющих  $\epsilon_{Nd}$  на пермское время в интервале от 1.8 до 3.2. В целом для гранитоидов Калба-Нарымского батолита, характеризующихся положительными значениями  $\epsilon_{Nd}(T)$ , предполагается модель трехкомпонентного источника (Kotler et al., 2021), включающего метаосадки Калбинского террейна (такырская свита), базальты MORB- и OIB-типов, аналогичные таковым Чарской зоны.

Колымские гранитоиды характеризуются относительно выдержанным изотопным составом Nd, отвечающим параметрам древней континентальной коры с двустадийным модельным возрастом  $T_{Nd}(DM-2st) = 2.68-1.12$  млрд лет. На этом основании высказано предположение (Акинин и др., 2009; Фридовский и др., 2022) о том, что фундамент Сибирского кратона прослеживается далеко на восток под складчатыми сооружениями Верхоянского пояса. В соответствии с этим предполагается, что именно древний фундамент кратона мог быть источником магм Колымских гранитов. Однако недавно опубликованные геофизические данные (Kungurtsev, Goshko, 2023) показывают, что это не так, что под батолитовым поясом нет древней континентальной коры. Альтернативное объяснение древним модельным возрастам, возможно, заключается в том, что источником магм были в основном продукты размыва фундамента Сибирского кратона.

Таким образом, изотопные данные, при всей их неопределенности, отражают характерные черты геологического строения и в целом характеризуют источники магм рассматриваемых гранитоидных провинций.

#### *Металлогения гранитоидных провинций*

Краткая характеристика металлогенической специализации крупнейших гранитоидных провинций Центральной и Северо-Восточной Азии указывает на их кардинальные различия. Провинции ареального типа в целом отличаются бедной металлогенией, тогда как с линейным, напротив, генетически/парагенетически связаны крупнейшие редкометальные (Калба) или золоторудные (Колыма) пояса. Детальный анализ причин такой специализации не входит в задачу настоящей статьи. Тем не менее два фактора, в значительной мере определяющие указанные различия, следует отметить.

**Величина эрозионного среза.** Можно предположить, что большое количество пегматитовых проявлений, от безрудных кварц-полевошпатовых жил и шлиров до промышленных месторождений, вероятно, приуроченных к апикальным частям интрузий, свидетельствует о небольшом эрозионном срезе Калбинского батолита. Напротив, отсутствие или крайне малое количество пегматоидных образований в АВБ, Хангайском батолите и Колымских гранитных массивах указывает на значительный эрозионный срез. Это предположение согласуется с оценками уровня эрозионного среза, основанными на геологических данных по Ангаро-Витимскому батолиту (Рейф, 1976; Цыганков и др., 2017), согласно которым он мог достигать нескольких км.

**Источники магм.** Выше было показано, что формирование гранитоидов провинций ареального типа происходило за счет плавления преимущественно высокометаморфизованных древнекорых протолитов с той или иной долей базитовых магм. Этим, вероятно, обусловлено низкое содержание флюида в магмах, имеющего ключевое значение для мобилизации и транспорта рудных компонентов (Рейф, 1990). Напротив, образование исходных магм Калбинского батолита происходило за счет слабометаморфизованных протолитов, что обеспечивало повышенное содержание F-содержащего флюида, транспортирующего редкие металлы.

Соотношение золотого оруденения с батолитовыми гранитами Колымского пояса не столь однозначно, поскольку большая часть золотоносных жил залегает во вмещающих образованиях, а данные о возрасте оруденения не столь многочисленны. Тем не менее отмечается пространственно-временная ассоциация золотого оруденения с дайковыми поясами и малыми плутонами I-типа (Гамянин, Горячев, 1991; Фридовский и др., 2022;

Fridovsky et al., 2020), а золото-редкометалльного с лейкокатовыми гранитами S- и I-типов (Горячев, 1998).

### *Геодинамика*

Геодинамическая обстановка позднепалеозойского магматизма Западного Забайкалья, в результате которого сформировался Ангаро-Витимский батолит, активно обсуждается многие годы. Предметом этого обсуждения являются несколько возможных моделей: плюмовая (Ярмолюк и др., 1997, 2013б, 2016а, 2016б; Yarmolyuk et al., 2014), модель активной континентальной окраины (Рыцк и др., 1998; Zorin, 1999; Donskaya et al., 2013; Ganbat et al., 2021), постколлизийная модель (Цыганков и др., 2010; Litvinovsky et al., 2011) и модель деламициации коры коллизийного орогена (Гордиенко и др., 2003; Киселев и др., 2004). Детальный анализ предлагаемых сценариев и граничных условий их реализации приведен в (Цыганков и др., 2016б, 2017; Хубанов и др., 2021). Совокупность имеющихся данных показывает, что специфика формирования Ангаро-Витимского батолита заключалась в пространственно-временном совмещении низкоэнергетического мантийного плюма с завершающей стадией герцинской орогении. На раннем этапе магматизма, при формировании баргузинских гранитов, мантийный плюм оказывал исключительно тепловое воздействие на породы относительно разогретой в результате герцинских складчато-надвиговых деформаций коры (Руженцев и др., 2012). Горячая пластичная кора была трудно проницаема для мантийных магм, поэтому на первом этапе доминировал кондуктивный теплоперенос, что согласуется с широким развитием автохтонных гранитов (порядка 20% баргузинского комплекса) и отсутствием геологических свидетельств и «мантийных меток» в аллохтонных разностях.

Смещение мантийных базитовых и коровых силикатных магм на разных гипсометрических уровнях ознаменовало переход от коровых гранитов к смешанным — мантийно-коровым, включающим все (вероятно, кроме щелочных гранитов) постбаргузинские комплексы. По своему месту в геологической истории Забайкалья позднепалеозойский магматизм является посторогенным, но инициирован и развивался он под воздействием мантийного плюма.

Несмотря на свои размеры, Ангаро-Витимский батолит является лишь частью гигантской позднепалеозойской—раннемезозойской магматической провинции, в состав которой входят траппы Тарима и Джунгарии, Центрально-Азиатская рифтовая система и крупнейшие батолиты мира Ангаро-Витимский, Хангайский, Хэнтэйский (Ярмолюк и др., 2016а). Предполагается (Kuzmin et al., 2010), что эта провинция возникла в пределах континентальной

окраины Сибирского континента при его перемещении над Африканским горячим полем мантии. С середины карбона фронтальная часть континента, где завершался орогенез, связанный, по-видимому, с закрытием Моноголо-Охотского океанического бассейна, начал перекрывать ряд горячих точек мантии, в результате чего стала формироваться крупная магматическая провинция. Обращает внимание тот факт, что Таримские траппы (Yu et al., 2011), Калба-Нарымский батолит (Хромых и др., 2016; Khromykh et al., 2022), Гоби-Тяньшаньская и Гоби-Алтайская рифтовые (Ярмолюк и др., 2016а) зоны и Ангаро-Витимский батолит (Литвиновский и др., 1993; Ярмолюк, Коваленко, 2003; Ярмолюк и др., 2013б; Цыганков и др., 2010; Litvinovsky et al., 2011) формировались почти одновременно с 325 до 275 млн лет назад при том, что они удалены друг от друга на сотни и тысячи километров. На этот же временной интервал приходится и ранняя стадия становления Хангайского батолита, хотя пик интенсивности магматизма при его формировании пришелся на вторую половину перми на период 270–240 млн лет назад (Kuzmin et al., 2010). Вслед за этим начался гранитоидный магматизм, сформировавшийся в позднем триасе—ранней юре (230–195 млн лет) Монголо-Забайкальскую зональную магматическую область с Хэнтэйским батолитом в ее ядре.

Из этих временных соотношений можно предположить, что с середины карбона и, по крайней мере, до середины перми Сибирский континент находился в зоне влияния Африканского горячего поля мантии, испытывая большей частью вращательные движения. Это горячее поле продуцировало отдельные, относительно локальные плюмы, ответственные за формирование удаленных друг от друга магматических провинций. Формирование траппов (Тарим) или гранитоидных провинций (Калба-Нарымский, Ангаро-Витимский, Хангайский, Хэнтэйский батолиты) контролировалось несколькими факторами: 1) типом коры — древняя «холодная» хрупкая континентальная или «горячая» пластичная кора молодого орогена; 2) энергетической мощностью упомянутых выше локальных плюмов второго порядка; 3) структурой догранитного фундамента (см. выше). Важным фактором образования крупных гранитоидных провинций является временное соотношение магматизма и орогении. Говоря иначе, крупные гранитоидные провинции внутриплитного генезиса могут формироваться под воздействием плюмов в тех регионах, где только что закончились орогенетические движения (Цыганков и др., 2016; Ярмолюк и др., 2016а).

Главный колымский батолитовый пояс сформировался в иных геодинамических условиях. Традиционно его формирование связывается с коллизией Колымо-Омолонского супертеррейна с пассивной окраиной Сибирского кратона,

однако, синхронность гранитоидного магматизма с формированием осадочно-вулканогенных толщ Уяндино-Ясачненской вулканической дуги, прилегающей к батолитовому поясу с востока, а также отсутствие в гранитах унаследованных цирконов и некоторых других типоморфных признаков, поставило под сомнение коллизионную природу гранитоидов (Акинин и др., 2009; Герцева и др., 2021; Фридовский и др., 2022). Следует отметить, что обсуждение этой проблемы сосредоточено в основном на сравнительно недавно появившихся изотопно-геохронологических данных, что, с одной стороны, вполне оправдано, но с другой — оставляет за скобками геологическое положение батолитового пояса. Еще раз подчеркнем, что гранитоиды Главного батолитового пояса прорывают исключительно терригенные отложения, сформировавшиеся на пассивной окраине Сибирского континента, что не согласуется с субдукционной моделью никакой полярности (под континент или под Колымо-Омолонский массив) предполагаемой зоны субдукции. Более того, само наличие Оймяконского океанического бассейна, с закрытием которого могла бы быть связана предполагаемая зона субдукции, вопрос дискуссионный (Прокопьев и др., 2023), поскольку фрагментов его коры (офиолитов) не сохранилось. В качестве альтернативы представляется возможным предположить, что и осадочно-вулканогенные толщ Уяндино-Ясачненской вулканической дуги имеют несубдукционное происхождение.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Крупные гранитоидные провинции можно разделить на ареальный и линейный типы, которые существенно отличаются площадью и объемом гранитоидов в их составе. Причины этих отличий, по-видимому, обусловлены двумя факторами: а) строением и структурой догранитного фундамента; б) масштабом энергетического воздействия на нижние и средние горизонты континентальной коры.

Важным фактором формирования гранитоидных провинций является мантийный мафический магматизм, предполагаемые масштабы которого коррелируют с объемно-площадными характеристиками самих гранитоидов. Роль мафического магматизма заключается в дополнительном привносе тепла и флюидов в область плавления коровых протолитов. Вещественный вклад мафических магм реализуется через различные механизмы смешения. Наиболее эффективным, по-видимому, является смешение на глубинном уровне, в результате которого образуются значительные объемы салических магм повышенной основности. Петрогенетическая роль смешения контрастных магм на мезоабиссальном уровне земной коры, т.е. на глубине

консолидации гранитоидных интрузий, а также в гипабиссальных условиях (минглинг-дайки) невелика, однако именно эти проявления являются ключевым аргументом в обосновании синхронности мафического и гранитоидного магматизма.

Гранитоиды салических крупных изверженных провинций характеризуются гетерогенным изотопным составом, в целом отвечающим параметрам континентальной коры. Крайне высокая гетерогенность пространственно сопряженных гранитоидов, возможно, обусловлена смешением салических магм, образованных за счет плавления небольшого числа контрастно различающихся по изотопному составу источников, а также посредством смешения с магмами мантийного генезиса. Мафические породы, входящие в состав гранитоидных провинций, соответствуют изотопному составу обогащенной мантии (Ангаро-Витимский батолит) либо указывают на значительный вклад контаминации материалом континентальной коры (Хангайский ареал).

Металлогения крупных гранитоидных провинций определяется величиной эрозионного среза и типом коровых протолитов, от степени метаморфизма которых в значительной мере зависит исходное флюидосодержание салических магм. Плавление высокометаморфизованных древнекоровых протолитов продуцирует относительно «сухие» салические расплавы, плавление низкометаморфизованных коровых источников приводит к образованию «водных» расплавов, дифференциация которых завершается пегматитообразованием.

Формирование крупных гранитоидных провинций несубдукционного генезиса (P-SLIPs) связано, вероятно, с воздействием мантийных плюмов (в виде синхронного базальтоидного магматизма) на разогретую кору молодых орогенных областей, где тектонические процессы завершились не более первых десятков миллионов лет назад.

*Благодарности.* Авторы выражают благодарность рецензентам Т.В. Донской и С.В. Хромых за конструктивные замечания и предложения, способствовавшие улучшению рукописи, Н.А. Горячеву за помощь в организации экспедиционных работ на Колыме, а также за конструктивное обсуждение материалов статьи.

*Источники финансирования.* Исследования выполнены в рамках государственного задания ГИН СО РАН по проекту AAAA-A21-121011390002-2. Изучение гранитоидов Калба-Нарымского батолита выполнено в рамках государственного задания ИГМ СО РАН, проект FWZN-2022-0027; новые данные по Ангаро-Витимскому батолиту получены при поддержке гранта РНФ № 23-17-00030.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х. и др. U-Pb SHRIMP-возраст гранитоидов Главного батолитового пояса Северо-Восток Азии // Докл. АН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216–221.
- Бадмацыренова Р.А., Ларионов А.Н., Бадмацыренов М.В. Титаноносный Арсентьевский массив (Западное Забайкалье): новые SIMS U-Pb геохронологические данные // Изв. СО. Секции наук о Земле РАЕН. 2011. № 1. С. 132–138.
- Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология рудн. месторождений. 1999. Т. 41. № 3. С. 230–240.
- Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья, Бургасский кварц-сиенитовый массив: состав, петрогенезис // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 309–334.
- Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Хубанов В.Б. Петрогенезис комбинированных даек в гранитоидах Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 1. С. 23–48.
- Буянтуев М.Д., Хубанов В.Б., Врублевская Т.Т. U-Pb LA-ICP-MS датирование цирконов из субвулканитов бимодальной дайковой серии Западного Забайкалья: методика, свидетельства позднепалеозойского растяжения земной коры // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 369–384.
- Ванин В.А., Чугаев А.В., Демонтерова Е.И. и др. Геологическое строение золоторудного поля Мукдек, Северное Забайкалье и источники вещества (Pb-Pb и Sm-Nd данные) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 9. С. 1345–1356.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321–1338.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. и др. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 621–636.
- Врублевская Т.Т., Хубанов В.Б., Цыренов Б.Ц. Образование трахиандезитов и трахидацитов при смешении контрастных магм в сложных дайках (Западное Забайкалье) // Отечественная геология. 2013. № 3. С. 55–64.
- Гамянин Г.Н., Горячев Н.А. Золоторудно-магматические системы гранитоидного ряда на Северо-Востоке СССР // Рудно-магматические системы Востока СССР. Якутск: ЯНЦ СО АН СССР, 1991. С. 37–48.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- Геологические формации Монголии. М.: Изд-во Шаг, 1995. 180 с.
- Герцева М.В., Лучицкая М.В., Сысоев И.В., Соколов С.Д. Этапы формирования Главного батолитового пояса Северо-Востока России: U-Th-Pb SIMS и Ar-Ar геохронологические данные // Докл. АН. 2021. Т. 499. № 1. С. 5–10.
- Гордиенко И.В., Бадмацыренова Р.А., Ланцева В.С., Елбаев А.Л. Селенгинский рудный район Западного Забайкалья: структурно-минерогенетическое районирование, генетические типы месторождений и геодинамические условия их образования // Геология рудн. месторождений. 2019. Т. 61. № 5. С. 3–36.
- Гордиенко И.В., Киселев А.И., Лашкевич В.В. Деламинация литосферы и связанный с ней магматизм в складчатых областях (на примере складчатого обрамления юга Сибирской платформы) // Проблемы глобальной геодинамики: Материалы теоретического семинара ОГГГН РАН, 2000–2001 гг. Под ред. Д.В. Рундквиста. М.: ГЕОС, 2003. С. 185–199.
- Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с.
- Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. 299 с.
- Докукина К.В., Конилов А.Н., Каулина Т.В., Владимиров В.Г. Взаимодействие базитовой и гранитной магм в субвулканических условиях (на примере та-стауского интрузивного комплекса Восточного Казахстана) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 6. С. 804–826.
- Дорошкевич А.Г., Рупп Г.С., Сергеев С.А. U-Pb (SHRIMP-II) изотопное датирование цирконов из щелочных пород Витимской провинции, Западное Забайкалье // Докл. АН. 2012а. Т. 43. № 1. С. 73–77.
- Дорошкевич А.Г., Рупп Г.С., Сергеев С.А., Конопелько Д.Л. U-Pb геохронология Мухальского щелочного массива (Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2012б. Т. 53. № 2. С. 219–225.
- Дьячков Б.А. Генетические типы редкометальных месторождений Калба-Нарымского пояса. Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2012. 130 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.Ш. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.; Т. 2. 334 с.
- Изох А.Э., Вишневский А.В., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А. Возрастные рубежи пикритового и пикродолеритового магматизма Западной Монголии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 10–31.
- Изох А.Э., Горячев Н.А., Альшевский А.В., Акинин В.В. Сохатинский дифференцированный габбро-монодиоритовый интрузив – пример синбатолитовых габброидов Яно-Колымской системы // Докл. АН. 2012. Т. 444. № 2. С. 180–183.
- Иванов А.И., Трунилина В.А., Зайцев А.И. Петро- и геохимический состав гранитоидов Чемалгинского

- массива (Восточная Якутия) // Вест. СВФУ. Сер. Науки о Земле. 2017. № 4. С. 22–30.
- Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Параметры плюмов Северной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 11. С. 1949–1968.
- Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. и др. Гидродинамические процессы при подъеме мантийного плюма и условия формирования канала излияния // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 9. С. 891–907.
- Киселев А.И., Гордиенко И.В., Лашкевич В.В. Петрологические аспекты гравитационной неустойчивости тектонически утолщенной литосферы // Тихоокеанская геология. 2004. Т. 23. № 2. С. 20–29.
- Котлер П.Д., Крук Н.Н., Хромых С.В., Навозов О.В. Вещественный состав и источники осадочных толщ Калба-Нарымского террейна (Восточный Казахстан) // Вест. ТГУ. 2015а. № 400. С. 345–353.
- Котлер П.Д., Хромых С.В., Владимиров А.Г. и др. Новые данные о возрасте и геодинамическая интерпретация гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) // Докл. АН. 2015б. Т. 462. № 5. С. 572–577.
- Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. О времени формирования гранитоидов Главного Колымского батолитового пояса: опыт согласования геологических данных и результатов изотопного датирования (Северо-Восток Азии) // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 3. С. 45–62.
- Литвиновский Б.А., Занвиевич А.Н., Алакишин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангара-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 141 с.
- Литвиновский Б.А., Занвиевич А.Н., Калманович М.А. Многократное смещение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Усть-Хилокский массив, Забайкалье // Петрология. 1995а. Т. 3. № 2. С. 133–157.
- Литвиновский Б.А., Занвиевич А.Н., Ляпунов С.М. и др. Условия образования комбинированных базит-гранитных даек (Шалутинский массив, Забайкалье) // Геология и геофизика. 1995б. Т. 36. № 7. С. 3–22.
- Луцицкая М.В., Ганелин А.В., Маскаев М.В. и др. Геодинамическая обстановка формирования, возраст и особенности состава гранитоидов Чималгинского массива Главного батолитового пояса (Верхояно-Колымская складчатая область) // Геотектоника. 2022. № 1. С. 79–100.
- Лопатников В.В., Изох Э.П., Ермолов П.В. и др. Магматизм и рудоносность Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана. М.: Наука, 1982. 248 с.
- Лыхин Д.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В. и др. Геохронология магматизма Ермаковского бериллиевого месторождения (Западное Забайкалье, Россия) // Геология рудн. месторождений. 2010. Т. 52. № 2. С. 126–152.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии / Под ред. М.И. Кузьмина. Новосибирск: СО РАН, 1984. 192 с.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
- Плечов П.Ю., Фомин И.С., Мельник О.Э., Горохова Н.В. Эволюция состава расплава при внедрении базальтов в кислый магматический очаг // Вест. МГУ. Серия Геология. 2008. № 4. С. 35–44.
- Прокопьев А.В., Борисенко А.С., Гамянин Г.Н. и др. Возрастные рубежи и геодинамические обстановки формирования месторождений и магматических образований Верхояно-Колымской складчатой области // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 10. С. 1542–1563.
- Прокопьев А.В., Стокли Д., Ершова В.Б., Васильев Д.А. Реконструкция питающих провинций триас-юрских осадочных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области по данным датирования обломочных цирконов и ограничения при создании геодинамических моделей // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023. Материалы LIV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2023. Т. 2. С. 124–128.
- Рейф Ф.Г. Физико-химические условия формирования крупных гранитоидных масс Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 88 с.
- Рейф Ф.Г. Рудообразующий потенциал гранитов и условия его реализации. М.: Наука, 1990. 181 с.
- Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А. и др. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника. 1982. № 1. С. 44–59.
- Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е. и др. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // Геотектоника. 2012. № 2. С. 3–28.
- Русакова Т.Б., Котляр И.Н. Геохронология гранитоидных комплексов Главного Колымского батолитового пояса (Северо-Восток России) // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 1. С. 3–27.
- Рыцк Е.Ю., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Возраст и геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов северной части Байкальской складчатой области // Геотектоника. 1998. № 5. С. 46–60.
- Семенов А.Н., Полянский О.П. Численное моделирование механизмов минглинга и миксинга магмы на примере формирования сложных интрузивов // Геология и геофизика. 2017. Т. 8. № 11. С. 1664–1683.

Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. 571 с.

Титов А.В., Литвиновский Б.А., Занвильевич А.Н. *P-T* условия и механизмы взаимодействия контрастных магм в Шалутинском плутоне, Забайкалье (по результатам исследования включений в минералах) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 3. С. 350–360.

Титов А.В., Литвиновский Б.А., Занвильевич А.Н., Шадаев М.Г. Явления гибридизации в комбинированных базит-лейкогранитных дайках Усть-Хилковского массива (Забайкалье) // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 1714–1728.

Турутанов Е.Х. Объемная модель Ангаро-Витимского батолита // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Материалы совещания. 2007. Вып. 5. Т. 2. С. 131–132.

Турутанов Е.Х. Ангаро-Витимский батолит: форма и размеры по гравиметрическим данным // Докл. АН. 2011. Т. 440. № 6. С. 815–818.

Трунилина В.А. Главный батолитовый пояс // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. С. 256–259.

Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Оксман В.С. Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента) / Под ред. Л.М. Парфенова. Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. 152 с.

Федорова М.Е. Геологическое положение и петрология гранитоидов Хангайского батолита. М.: Наука, 1977. 150 с.

Фридовский В.Ю., Верниковская А.Е., Яковлева К.Ю. и др. Геодинамические условия и возраст образования гранитоидов комплекса малых интрузий западной части Яно-Колымского золотоносного пояса (Северо-Восток Азии) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 4. С. 579–602.

Хромых С.В. Позднепалеозойский базитовый магматизм Алтайской аккреционно-коллизонной системы (Восточный Казахстан): Дисс... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск: НГУ, 2020. 439 с.

Хромых С.В. Базитовый и сопряженный гранитоидный магматизм, как отражение стадий развития Алтайской аккреционно-коллизонной системы (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 3. С. 330–355.

Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. и др. Петрология и геохимия габброидов и пикритовидов Алтайской коллизонной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1648–1667.

Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д. и др. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 983–1004.

Хромых С.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. и др. Мантийно-коровое взаимодействие в петрогенезисе габбро-гранитоидной ассоциации Преображенского интрузива, Восточный Казахстан // Петрология. 2018. Т. 26. № 4. С. 376–399.

Хубанов В.Б. Бимодальный дайковый пояс центральной части Западного Забайкалья: геологическое строение, возраст, состав и петрогенезис: Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Улан-Удэ, 2009. 176 с.

Хубанов В.Б., Дугданова Е.Е., Цыганков А.А., Буянтуев М.Д. Возрастные соотношения щелочных и молибденитсодержащих гранитоидов Селенгинского молибденового рудного района (Западное Забайкалье) // Граниты и эволюция Земли: Матер. III Междунар. геол. конф. Екатеринбург, 2017. С. 330.

Хубанов В.Б., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Продолжительность и геодинамика формирования Ангаро-Витимского батолита: по данным U-Pb изотопного LA-ICP-MS датирования магматических и детритовых цирконов // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 12. С. 1619–1641.

Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 2. С. 197–227.

Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г. и др. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 1. С. 156–180.

Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М. и др. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1249–1276.

Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Травин А.В. и др. Позднепалеозойские габброиды Западного Забайкалья: U-Pb и Ag-Ag изотопный возраст, состав, петрогенезис // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 1005–1027.

Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д. Геодинамика позднепалеозойского батолитообразования в Западном Забайкалье // Петрология. 2017. Т. 25. № 4. С. 395–418.

Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б. Источники магм гранитоидов южной части Главного батолитового пояса (северо-восток Азии): новые геохимические и Sm-Nd изотопные данные // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России: Материалы XII Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 65-летию Института геологии алмаза

и благородных металлов СО РАН. 23–25 марта 2022 г. Якутск: СВФУ, 2022. С. 140–145.

Шпикерман В.И., Полуботко И.В., Васкин А.Ф., Петухов В.В. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-55 Сусуман. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 520 с.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Батолиты и геодинамика батолитообразования в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1260–1274.

Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И. и др. Геохронология и геодинамическая позиция Ангара-Витимского батолита // Петрология. 1997. Т. 5. № 5. С. 451–466.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б. и др. Возраст Хангайского батолита и проблемы полнотности батолитообразования в Центральной Азии // Докл. АН. 2013а. Т. 452. № 6. С. 646–652.

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский–раннемезозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: траппы, рифты, батолиты гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. 2013б. Т. 21. № 2. С. 115–142.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Кузьмин М.И. Зональные магматические ареалы и анорогенное батолитообразование в Центрально-Азиатском складчатом поясе: на примере позднепалеозойской Хангайской магматической области // Геология и геофизика. 2016а. Т. 57. № 3. С. 457–475.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М. и др. Состав, источники и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: по данным геохимических и изотопных Nd исследований гранитоидов Хангайского зонального магматического ареала // Петрология. 2016б. Т. 24. № 5. С. 468–498.

Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Травин А.В. и др. Длительность формирования и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: данные геологических и геохронологических исследований Хангайского батолита // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 1. С. 79–102.

Aguirre-Diaz G.J., Labarthe-Hernandez J. Fissure ignimbrites; fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra-Madre Occidental and its relationship with basin and range faulting // Geology. 2003. V. 31. P. 773–776.

Akinin V.V., Miller E.L., Toro J. et al. Epidocity and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera // Earth Sci. Rev. 2020. V. 208. 103272.

Barbarin B. Mafic magmatic enclaves and mafic rocks associated with some granitoids of the central Sierra Nevada batholith, California: nature, origin,

and relations with the hosts // Lithos. 2005. V. 80. P. 155–177.

Bryan S.E. The Early Cretaceous Whitsunday Silicic Large Igneous Province of eastern Australia. 2005. <http://www.largeigneousprovinces.org/05aug.html>

Bryan S.E. Silicic Large Igneous Provinces // Episodes. 2007. V. 30. P. 20–31.

Bryan S.E., Ernst R.E. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs) // Earth-Sci. Rev. 2008. V. 86. 175–202.

Bryan S.E., Constantine A.E., Stephens A.E. et al. The Early Cretaceous volcano-sedimentary successions along the eastern Australian continental margin: implications for the break-up of eastern Gondwana // Earth Planet. Sci. Lett. 1997. V. 153. P. 85–102.

Bryan S.E., Riley T.R., Jerram D.A. et al. Silicic volcanism: An undervalued component of large igneous provinces and volcanic rifted margins // Geol. Soc. Amer. Special Paper 362. 2002. P. 99–120.

Bryan S.E., Peate I.U., Peate D.W. et al. The largest volcanic eruptions on Earth // Earth-Sci. Rev. 2010. V. 102. P. 207–229.

Chen G-N., Grapes R. Granite Genesis // Situ Melting and Crustal Evolution. Springer, 2007. 278 p.

Damdinova L.B., Damdinov B.B., Huang X.-W. et al. Age, conditions of formation, and fluid composition of the Pervomaiskoe molybdenum deposit (Dzhidinskoe ore field, South-Western Transbaikalia, Russia) // Minerals. 2019. V. 9. P. 572.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. Late Paleozoic–Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // J. Asian Earth Sci. 2013. V. 62. P. 79–97.

Ernst R.E. Large Igneous Provinces. Cambridge University Press, 2014. P. 214–244.

Ferrari L., Lopez-Martinez M., Rosas-Elguera J. Ignimbrite flare-up and deformation in southern Sierra Madre Occidental, western Mexico: implications for the late subduction history of the Farallon Plate // Tectonics. 2002. V. 21. № 17. P. 1–23.

Fridovsky V.Yu., Yakovleva K.Yu., Vernikovskaya A.E. et al. Geodynamic emplacement setting of Late Jurassic dikes of the Yana-Kolyma gold belt, NE folded framing of the Siberian craton: geochemical, petrologic and U-Pb zircon data // Minerals. 2020. V. 10. 1000.

Ganbat A., Tsujimori T., Miao L. et al. Late Paleozoic–Early Mesozoic granitoids in the Khangay-Khentey basin, Central Mongolia: Implication for the tectonic evolution of the Mongol-Okhotsk Ocean margin // Lithos. 2021. V. 404–405. 106455.

Hu A., Jahn B.M., Zhang G. et al. Crustal evolution and Phanerozoic crustal growth in northern Xinjiang: Nd isotopic evidence. Part I. Isotopic characterization of basement rocks // Tectonophysics. 2000. V. 328. № 1–2. P. 15–51.

- Hu W., Li P.F., Sun M. et al.* Provenance of late Paleozoic sedimentary rocks in eastern Kazakhstan: Implications for the collision of the Siberian margin with the Kazakhstan collage // *J. Asian Earth Sci.* 2022. V. 232. 104978.
- Johannes W., Holtz F.* Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks. Berlin: Springer, 1996. 303 p.
- Khromykh S.V., Izokh A.E., Gurova A.V. et al.* Syncollisional gabbro in the Irtysh Shear Zone, Eastern Kazakhstan: compositions, geochronology, and geodynamic implications // *Lithos.* 2019. V. 346–347. 105144.
- Khromykh S.V., Oitseva T.A., Kotler P.D. et al.* Rare-metal pegmatite deposits of the Kalba region, Eastern Kazakhstan: age, composition and petrogenetic implications // *Minerals.* 2020. V. 10. Is. 11. 1017.
- Khromykh S.V., Vishnevskiy A.V., Kotler P.D. et al.* The Kalba batholith dyke swarms (Eastern Kazakhstan): Mafic magmas effect on granite formation // *Lithos.* 2022. V. 426–427. 106801.
- Kotler P.D., Khromykh S.V., Kruk N.N. et al.* Granitoids of the Kalba batholith, Eastern Kazakhstan: U-Pb zircon age, petrogenesis and tectonic implications // *Lithos.* 2021. V. 388–389. 106056.
- Kozlovsky A.M., Salnikova E.B., Yarmolyuk V.V. et al.* Late Paleozoic alkaline granitoids of the southwestern and Northern Mongolia: U-Pb ID-TIMS zircon dating, petrogenesis and implications for post-accretion and anorogenic activity of the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.* 2023. V. 121. P. 92–117.
- Kuibida M.L., Dyachkov B.A., Vladimirov A.G. et al.* Contrasting granitic magmatism of the Kalba fold belt (East Kazakhstan): Evidence for Late Paleozoic post-orogenic events // *J. Asian Earth Sci.* 2019. V. 175. P. 178–198.
- Kungurtsev L.V., Goshko E.Y.* Deep structure and formation model of continental crust of the Verkhoysk Fold-and-Thrust Belt in the Late Mesozoic // *Geodynam. Tectonophys.* 2023. V. 14. № 3. 0706.
- 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. Rev.* 2010. V. 102. P. 29–59.
- Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Zanzvilevich A.N. et al.* Petrogenesis of syenite-granite suit from Bryansky complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas // *Chem. Geol.* 2002. V. 89. 105–133.
- Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M. et al.* Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: The Late Palaeozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia (Russia) // *Lithos.* 2011. V. 125. P. 845–874.
- Litvinovsky B.A., Zanzvilevich A.N., Katzir Y.* Formation of composite dykes by contact remelting and magma mingling: The Shaluta pluton, Transbaikalia (Russia) // *J. Asian Earth Sci.* 2012. V. 60. P. 18–30.
- Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Eyal M.* Mantle-derived sources of syenites from the A-type igneous suites – new approach to the provenance of alkaline silicic magmas // *Lithos.* 2015. V. 232. 242–265.
- Litvinovsky B.A., Zanzvilevich A.N., Wickham S.M. et al.* Composite dikes in four successive granitoid suites from Transbaikalia, Russia: The effect of silicic and mafic magma interaction on the chemical features of granitoids // *J. Asian Earth Sci.* 2017. V. 136. P. 16–39.
- Maniar P.D., Piccoli P.M.* Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1989. V. 101. P. 635–643.
- Mineral Resources of Mongolia* / Eds. O. Gerel, F. Pirajno, B. Batkhishig, J. Dosta. Springer, 2021. 460 p. <https://doi.org/10.1007/978-981-15-5943-3>
- Munkhtsengel B.* Magmatic and mineralization processes of the erdenetiin Ovoo Porphyry copper-molybdenum deposit and environmental assessment, Northern Mongolia: Dissertation. Tohoku University, Japan. 2007. 189 p.
- Pankhurst R.J., Leat P.T., Sruoga P. et al.* The Chon-Aike silicic igneous province of Patagonia and related rocks in Antarctica: a silicic large igneous province // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1998. V. 81. P. 113–136.
- Pankhurst R.J., Riley T.R., Fanning C.M., Kelley S.R.* Episodic silicic volcanism along the proto-Pacific margin of Patagonia and the Antarctic Peninsula: plume and subduction influences associated with the break-up of Gondwana // *J. Petrol.* 2000. V. 41. P. 605–625.
- Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the continental crust // Eds. H.D. Holland, H.K. Turekian. *The Crust: Treatise on Geochemistry.* Oxford: Elsevier-Pergamon, 2003. V. 3. P. 1–64.
- Sun S.S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes/magmatism in the oceanic basins // Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. *Geol. Soc. Special Publ.* 1989. V. 42. P. 313–345.
- Shapovalova M., Tolstykh N., Shelepaev R., Kalugin V.* PGE-Cu-Ni mineralization of mafic-ultramafic massifs of the Khangai Upland, Western Mongolia // *Minerals.* 2020. V. 10. 942.
- Sheth H.C.* Large Igneous Provinces (LIPs): Definition, recommended terminology, and a hierarchical classification // *Earth-Sci. Rev.* 2007. V. 85. 117–124.
- Skuzovatov S., Shatsky V., Wang K.-L.* Continental subduction during arc-microcontinent collision in the southern Siberian craton: Constraints on protoliths and metamorphic evolution of the North Muya complex eclogites (Eastern Siberia) // *Lithos.* 2019. V. 342–343. P. 76–96.
- Torsvik T.H., Domeier M., Cocks L.R.M.* Phanerozoic paleogeography and Pangea // Eds. L.J. Passon, J. Salminen, S.-Å. Elming, D.A.D. Evans,

T. Veikkolainen. Ancient Supercontinents and the Paleogeography of the Earth. Amsterdam: Elsevier, 2021. Ch. 18. P. 577–603.

*Tsygankov A.A., Khubanov V.B., Udoratina O.V. et al.* Alkaline granitic magmatism of the Western Transbaikalia: Petrogenetic and geodynamic implications from U-Pb isotopic-geochronological data // *Lithos*. 2021. V. 390–391. 106098.

*Wang T., Tong Y., Xiao W. et al.* Rollback, scissor-like closure of the Mongol-Okhotsk Ocean and formation of an orocline: magmatic migration based on a large archive of age data // *National Sci. Rev.* 2022. V. 9. nwab210.

*Wiebe R.A., Ulrich R.* Origin of composite dikes in the Gouldsboro granite, coastal Maine // *Lithos*. 1997. V. 40. № 2–4. P. 157–178.

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

*Yarmolyuk V.V., Kuzmin M.I., Ernst R.E.* Intraplate geodynamics and magmatism in the evolution of the Central Asian Orogenic Belt // *J. Asian Earth Sci.* 2014. V. 93. 158–179.

*Zimanovskaya N.A., Oitseva T.A., Khromykh S.V. et al.* Geology, mineralogy, and age of Li-bearing pegmatites: case study of Tochka deposit (East Kazakhstan) // *Minerals*. 2022. V. 12. Is. 12. 1478.

*Zorin Yu.A.* Geodynamics of the western part of the Mongolia-Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics*. 1999. V. 306. P. 33–56.

## Petrogenesis of Granitoids from Silicic Large Igneous Provinces (Central and North-East Asia)

A. A. Tsygankov<sup>1</sup>, G. N. Burmakina<sup>1</sup>, P. D. Kotler<sup>2</sup>

<sup>1</sup>*Dobretsov Geological Institute of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russia*

<sup>2</sup>*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

Large granitoid provinces can be divided into areal and linear types, which differ significantly in the area and volume of granitoids in their composition. It is shown using the example of the largest granitoid provinces of Central and Northeast Asia (Angara-Vitim, Khangai, Kalba-Narym, Kolyma). It is assumed that these differences are due to the structure of pregranitic basement and degree of thermal impact on the lower and middle continental crust. An important factor in the formation of granitoid provinces is mantle mafic magmatism, the estimated scale of which correlates with the volumetric and areal characteristics of the granitoid provinces. The role of mafic magmatism is an additional input of heat from the fluids into the melting region of crustal protoliths, as well as a material contribution that is realized through various mechanisms of magma mixing. Mixing at the deep level is the most effective, resulting in the formation of significant volumes of increased basicity salic magmas. The petrogenetic role of contrasting magmas mixing at the mesoabyssal level of the earth's crust, as well as in hypabyssal conditions (mingling dikes), is not great, but these manifestations are the key argument in justifying the synchronicity of mafic and granitoid magmatism. Granitoids of Silicic Large Igneous Provinces (SLIPs) are characterized by a heterogeneous isotopic composition, generally corresponding to the parameters of the continental crust. The extremely high heterogeneity of spatially conjugate granitoids due to the mixing of silicic magmas formed through the melting of a small number of sources with contrasting isotopic compositions, including through mixing with magmas of mantle origin. Mafic rocks included in the granitoid provinces correspond to the isotopic composition of the enriched mantle (Angara-Vitim batholith) or indicate a significant contribution of contamination with continental crust material (Khangai area). The metallogeny of SLIPs is determined by the erosional section size and the crustal protoliths type, the metamorphism degree of which largely determines the initial fluid content of silicic magmas. The melting of highly metamorphosed ancient crustal protoliths produces relatively “dry” silicic melts, the melting of low-metamorphosed crustal sources leads to the formation of “aqueous” melts, the differentiation of which ends with pegmatite formation with rare metal mineralization. Non-subduction origin SLIPs formation is associated with the mantle plumes impact (in the form of synchronous basaltoid magmatism) on the heated crust of young orogenic regions, where tectonic processes ended no more than a few tens of Ma.

**Keywords:** Silicic Large Igneous Provinces, Central and Northeast Asia, crustal protoliths, mantle plumes, melting, magma mixing, isotopic composition

УДК 552.33(517)

## РАННЕМЕЗОЗОЙСКИЕ БИМОДАЛЬНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ АССОЦИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ: К ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ХЭНТЕЙСКОГО СЕГМЕНТА МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ПОЯСА<sup>1</sup>

В. В. Ярмолюк<sup>a, \*</sup>, А. М. Козловский<sup>a, \*\*</sup>, В. М. Саватенков<sup>b</sup>, А. С. Новикова<sup>a</sup>, Ц. Оюунчимэг<sup>c</sup>

<sup>a</sup>Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

<sup>b</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

<sup>c</sup>Институт геологии Монгольской академии наук, Улан-Батор, Монголия

\*e-mail: yarm@igem.ru

\*\*e-mail: amk@igem.ru

Поступила в редакцию 22.12.2023 г.

После доработки 25.03.2024 г.

Принята к публикации 08.04.2024 г.

В Центральной Монголии широко распространены бимодальные базальт–трахит–щелочно-риолитовые ассоциации с участием щелочных гранитов. Их выходы связаны с небольшими субширотными грабенами, рассредоточенными по южному и западному обрамлению Хэнтейской части Монголо-Охотского пояса. Согласно геохронологическим исследованиям, формирование бимодальных ассоциаций произошло в конце триаса–начале юры (220–195 млн лет). Породы бимодальных ассоциаций обладают повышенной щелочностью и редкометальностью. Их формирование происходило при ведущей роли процессов фракционирования, обеспечивших накопление редких элементов до рудных концентраций в наиболее дифференцированных расплавах. Исходными для пород этих ассоциаций служили базитовые магмы, обогащенные относительно ОІВ большинством несовместимых элементов. При этом они обладали повышенным содержанием Ва и пониженными Та и Nb, что указывает на участие в их образовании литосферного компонента. Изотопный состав Nd и Sr в породах отвечает участию в магмообразовании по меньшей мере двух источников, которые в соответствии с геохимическими данными определяются как обогащенная астеносферная мантия и метасоматически измененная литосферная мантия. Бимодальный магматизм проявился в Хэнтейском сегменте Монголо-Охотского пояса спустя ~30 млн лет после завершения коллизионных процессов, зафиксированных временем закрытия Ада-Цагской ветви Монголо-Охотского океана около 250 млн лет. Рифтогенез, контролировавший этот магматизм, протекал по всему обрамлению Хэнтейской части пояса. Он связывается с коллапсом орогена, сопровождавшимся, по-видимому, деламацией его кия, что обеспечило активное участие астеносферной мантии в поздне триасовом–раннеюрском магматизме региона.

**Ключевые слова:** Монголо-Охотский пояс, бимодальный магматизм, редкометалльные кислые породы, аккреция, постаппрессионный магматизм

**DOI:** 10.31857/S0869590324060037 **EDN:** ACL0DS

### ВВЕДЕНИЕ

История становления Монголо-Охотского пояса (МОП) остается одной из наиболее дискуссионной для геологии Восточной Азии. Вопросы о том, где проходят его границы, как и когда он формировался, какие геологические индикаторы

засвидетельствовали его закрытие, какие структуры следует относить к нему и многое другое активно обсуждаются в геологической литературе (Зоненшайн и др., 1990; Кузьмин, Кравчинский, 1996; Зорин и др., 1998; Гордиенко, Кузьмин, 1999; Zorin, 1999; Kravchinsky et al., 2002; Парфенов и др., 1999, 2003; Cogné et al., 2005; Метелкин и др., 2007; Руженцев, Некрасов, 2009; Донская и др., 2012; Donskaya et al., 2013; Диденко и др., 2013; Van der Voo et al., 2015; Guo et al., 2017; Sorokin et

<sup>1</sup>Дополнительные материалы размещены в электронном виде по doi статьи.

al., 2020; Гордиенко и др., 2019; Гордиенко, 2021; Arzhannikova et al., 2022). В значительной степени это связано с нечетким определением внутренних границ пояса и/или с отсутствием строгих геологических данных о времени закрытия той или иной его части.

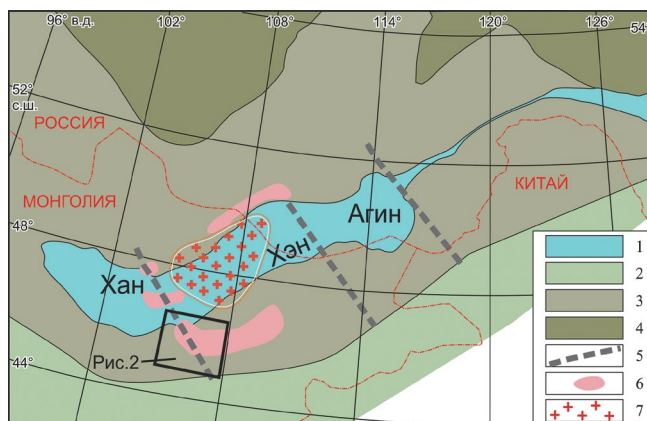
Сегодня уверенно можно говорить о северной границе пояса, сопоставляемой с Монголо-Охотской сутурой и ее продолжением вдоль северных ограничений Хангайского и Хэнтэйского прогибов. Эта граница отделяет докембрийские и палеозойские аккреционные комплексы складчатого обрамления Сибирского палеоконтинента от сложной мозаики структур разного возраста и строения, относимой к МОП. Южная граница пояса остается менее определенной. Это, в частности, стало причиной того, что ранее предложенная модель ножницепоподобного закрытия бассейна (Зоненшайн и др., 1990; Парфенов и др., 1999, 2003) в настоящее время сменилась представлениями о «клавишном» закрытии Монголо-Охотского океана (Диденко и др., 2010, 2013; Arzhannikova et al., 2022), предусматривающими неоднородное строение южной части МОП. Согласно с этими представлениями, океан закрывался в результате разделенных во времени столкновений отдельных блоков литосферы (террейнов) с окраиной Сибирского палеоконтинента. Так, после закрытия в позднем карбоне Хангайского сегмента океана его западная оконечность сместилась в Хэнтэйский сегмент, а в триасе в Агинский сегмент МОП (рис. 1). В поддержку этих представлений в настоящей работе приведены данные по поздне триасовым—раннеюрским бимодальным базальт—трахит—щелочно-риолитовым ассоциациям Центральной Монголии, которые возникли по разные стороны сутурной зоны Хэнтэйской части МОП, засвидетельствовав тем самым, что к триасу закрытие этого сегмента палеоокеана завершилось. Более того, являясь индикаторными для внутриплитных геологических обстановок, эти ассоциации позволяют оценить геодинамические механизмы, действовавшие в Хэнтэйском сегменте МОП в раннем мезозое и определившие специфику его магматизма.

## ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Район исследований охватывает значительную часть территории Центральной Монголии, расположенной к северу от Главного Монгольского линейamenta в пределах раннепалеозойской (каледонской) складчатой области Центрально-Азиатского складчатого пояса (рис. 2). Строение каледонид определяют докембрийские микроконтиненты, складчатые структуры раннепалеозойских островных дуг и окраинных морей, а также наложенные на них средне- и позднепалеозойские комплексы вулканических и осадочных пород (Геология ...,

1973; Тектоника ..., 1974; Dergunov et al., 2001). В Центральной и Восточной Монголии, а также в Забайкалье каледониды Центрально-Азиатского складчатого пояса разделены палеозойскими-мезозойскими структурами, сформировавшимися при закрытии Монголо-Охотского океана. Сочетание этих разновозрастных структур определило строение рассматриваемой территории. В ее пределах выделяются Хангай-Хэнтэйский прогиб, отвечающий западной оконечности МОП, и обрамляющие его с юга структуры Средне-Гобийского блока Центрально-Монгольской зоны ранних каледонид (Геология ..., 1973; Тектоника ..., 1974).

Средне-Гобийский блок характеризуется широким развитием мощного карбонатного чехла раннего неопротерозоя (Геология ..., 1973). Северная часть блока погребена под образованиями Северо-Гобийской впадины, выполненной пермскими вулканитами и пермо-триасовыми терригенными отложениями. По мнению (Tomurtogoo et al., 2005; Zhao et al., 2017), вулканические поля впадины, определяемые так же, как Северо-Гобийский вулканический пояс, были связаны с субдукцией литосферы Монголо-Охотского океана в южном направлении. Согласно со схемой (Badarch et al., 2002), основанием для впадины служили породы террейна Эреэндаба, представленные гнейсами, амфиболитами и сланцами, которые образовались в раннем—среднем палеозое (около 512–419 млн лет



**Рис. 1.** Схема сегментированного строения Монголо-Охотского пояса в структурах южного обрамления Сибирского кратона.

1–4 – складчатые пояса: 1 – Монголо-Охотский, 2 – средне-позднепалеозойские структуры (герциниды), 3 – поздненеопротерозойские–раннепалеозойские структуры (каледониды), 4 – Сибирский кратон; 5 – границы сегментов Монголо-Охотского пояса (Хан – Хангайский, Хэн – Хэнтэйский, Агин – Агинский); 6, 7 – районы проявления поздне триасового–раннеюрского магматизма в Хэнтэйском сегменте Монголо-Охотского пояса: 6 – области распространения бимодальных и щелочно-гранитоидных комплексов, 7 – гранитоиды Хэнтэйского батолита.

назад) в результате эволюции Керуленской островной дуги (Miao et al., 2020; Narantsetseg et al., 2019).

Хангай-Хэнтейская система прогибов сложена в основном силурийско-каменноугольными морскими комплексами, несогласно перекрытыми триасовыми континентальными отложениями (Моссаковский, Томуртогоо, 1976; Badarch et al., 2002; Bussien et al., 2011). По данным (Гордиенко, 2021), эти прогибы сформировались на месте системы окраинных морей и ограничивавших их островных дуг (Северо-Хангайской, Северо-Хэнтэйской, Северо-Агинской и др.) Монголо-Охотского океана. Во внутренних частях окраинных морей в девоне и раннем карбоне формировались толеитовые базальты, дайки диабазов и габбро-диабазов, а также яшмы, кремнисто-граувакковые (турбидитовые) и карбонатные отложения. В пределах островных дуг наряду с островодужным проявился также рифтогенный магматизм (Sorokin et al., 2015; Гордиенко и др., 2019; Ruppen et al., 2014).

Закрытие Хангай-Хэнтейской части Монголо-Охотского океана прослеживается начиная с раннего карбона и протекало поэтапно. К началу перми закрылся ее Хангайский сегмент (Тектоника ..., 1974), закрытие Хэнтейского сегмента палеоокеана завершилось к поздней перми, в том числе на самом молодом Ада-Цагском его участке, о чем свидетельствуют позднепермские-раннетриасовые (<252 млн лет) терригенные породы, перекрывшие с несогласием позднекарбоновые (<320 млн лет; Zhu et al., 2023; Tomurtogoo et al., 2005, Моссаковский, Томуртогоо, 1976) офиолиты Ада-Цагской зоны. Закрытие Хэнтейского сегмента палеоокеана протекало на фоне субдукции его ложа под Средне-Гобийский блок и сопровождалось образованием в краевой части последнего пермского Северо-Гобийского вулканоплутонического пояса (Tomurtogoo et al., 2005).

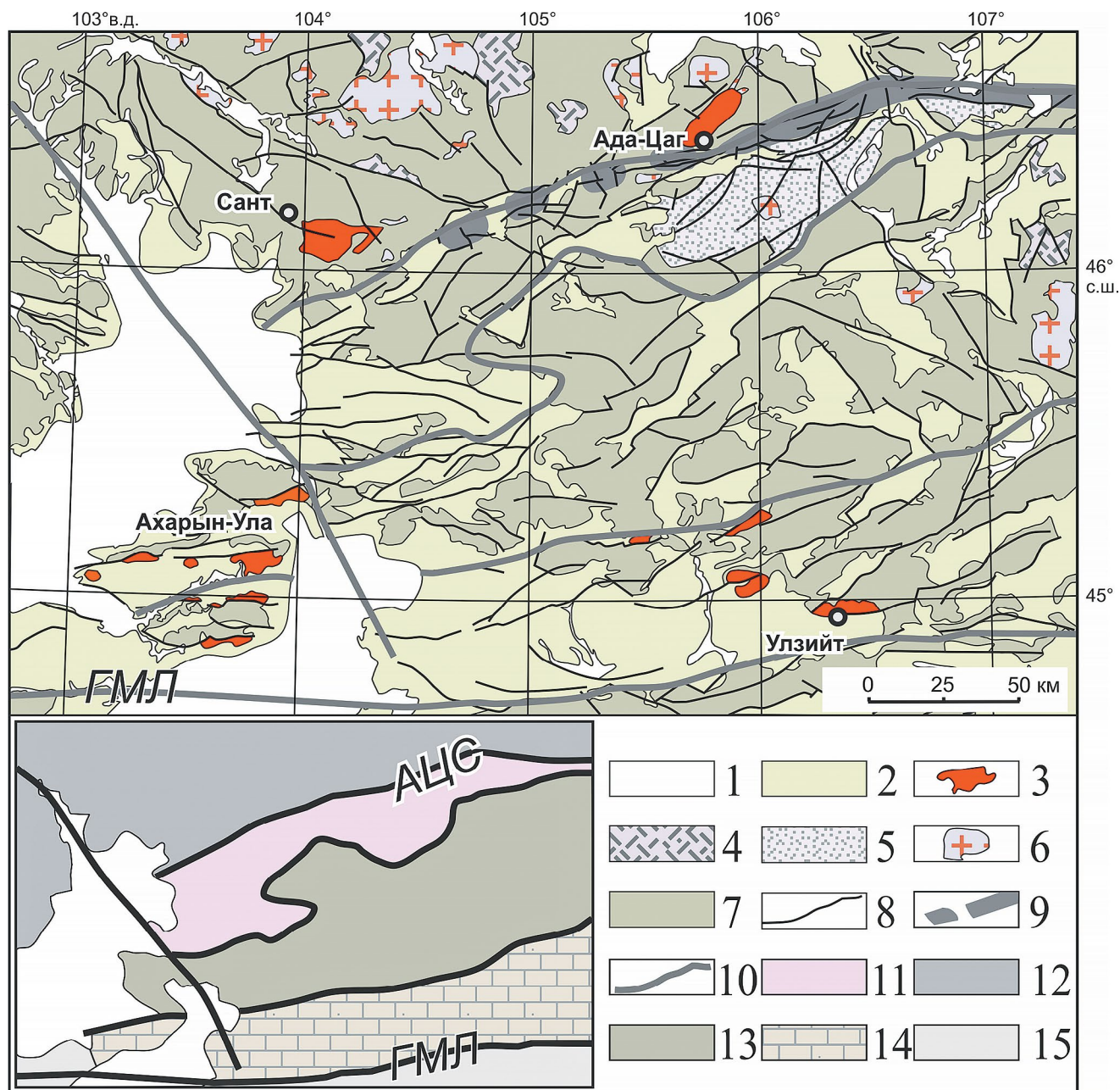
После закрытия Хэнтейской части МОП в ее пределах в позднем триасе возник Хэнтейский зональный магматический ареал (Коваленко и др., 2003), структуру которого определяют центральный Хэнтейский батолит и окружающий его пояс небольших массивов гранитоидов и вулканических полей (рис. 1). Некоторые авторы связывают этот магматизм с субдукцией со стороны Ада-Цагской части Монголо-Охотского океана в северном направлении (Donskaya et al., 2013; Wang et al., 2017). Однако проявления этого магматизма отмечаются как к северу, так и к югу от Ада-Цагской сутуры, сшивая борта закрывшегося к триасу океанического бассейна. Среди продуктов этого магматизма отмечаются щелочно-гранитоидные и бимодальные магматические комплексы, нетипичные для зон конвергенции, что заставляет искать иные объяснения его природы.

## БИМОДАЛЬНЫЕ БАЗАЛТ-ЩЕЛОЧНО-РИОЛИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ МОНГОЛИИ

Бимодальные базальт-щелочно-риолитовые вулканические комплексы в Центральной Монголии локализуются в небольших грабенах субширотного простирания. В их строении участвуют щелочно-салические породы (трахиты, щелочные трахидациты, щелочные риолиты), представляющие реликты отдельных вулканов, а также основные породы субщелочной серии, связанные с трещинными излияниями. Распределение вулканических полей в пределах рассматриваемой территории контролируется разломами северо-восточного простирания, согласующимися со структурным планом складчатой области (рис. 2). Поля этих пород отмечаются как к северу от Ада-Цагской сутуры в зоне развития структур, относимых к Хэнтейскому прогибу, так и к югу от него в поле развития пород Средне-Гобийского блока. Ниже приведена краткая характеристика наиболее крупных проявлений бимодального магматизма в Центральной Монголии.

### *Вулканический комплекс Сант*

Этот вулканический комплекс расположен в 14 км к юго-востоку от поселка Сант (рис. 2). Комплекс приурочен к грабену субширотного простирания и представлен ассоциацией вулканических пород и небольших массивов щелочных гранитов на площади 27×12 км (Ярмолук, Коваленко, 1991) (рис. 3). Основанием для вулканических пород комплекса служат морские терригенные толщи карбона и перми Хэнтейского прогиба, на которых вулканиды залегают с резким структурным несогласием. В строении комплекса участвуют базальты, трахидациты, щелочные риолиты, их туфы и игнимбриты. Базальты имеют ограниченное распространение, тяготея к нижним горизонтам вулканического разреза. Трахиты распространены в центральной и южной частях вулканического поля и представлены массивными или плитчатыми порфиридовидными темно-серыми породами с вкрапленниками щелочного полевого шпата. В центральной части вулканического поля они положо перекрываются лавами кислого состава. Последние представлены мощными лавовыми потоками и куполами, сложенными массивными, флюидальными или плитчатыми щелочными риолитами, наиболее раскристаллизованные разновидности которых схожи со щелочными гранит-порфирами. Помимо лав в строении этой части разреза отмечаются также лавобрекчии, игнимбриты и туфы. Северная часть вулканического массива осложнена мульдой, выполненной в нижней части игнимбритами и спекшимися туфами трахириолитов, а в верхней части — туфопесчаниками



**Рис. 2.** Схема распределения бимодальных магматических комплексов Центральной Монголии. Составлена с использованием геологических карт, масштаб 1:500000.

1 – кайнозойские отложения; 2 – меловые образования; 3 – бимодальные магматические комплексы; 4, 5 – триасовые образования: 4 – вулканические, 5 – осадочные; 6 – гранитоиды раннего мезозоя; 7 – домезозойское основание; 8 – разломы; 9 – Ада-Цагская сутурная зона и ее структурное продолжение; 10 – границы структурных зон. На врезке отражена схема тектонического районирования территории: 11 – Северо-Гобийская впадина; 12 – структуры Хангай-Хэнтийского прогиба; 13 – Северо-Гобийский пермский вулканический пояс; 14 – выступ докембрийского основания Средне-Гобийского блока; 15 – герциниды Южной Монголии. ГМЛ – Главный Монгольский линеамент, АЦГ – Ада-Цагская сутурная зона.

и туфоконгломератами с обломками риолитов. Общая мощность вулканического разреза превышает 2400 м.

В целом характер развитых в строении вулканического комплекса пород позволяет связать его

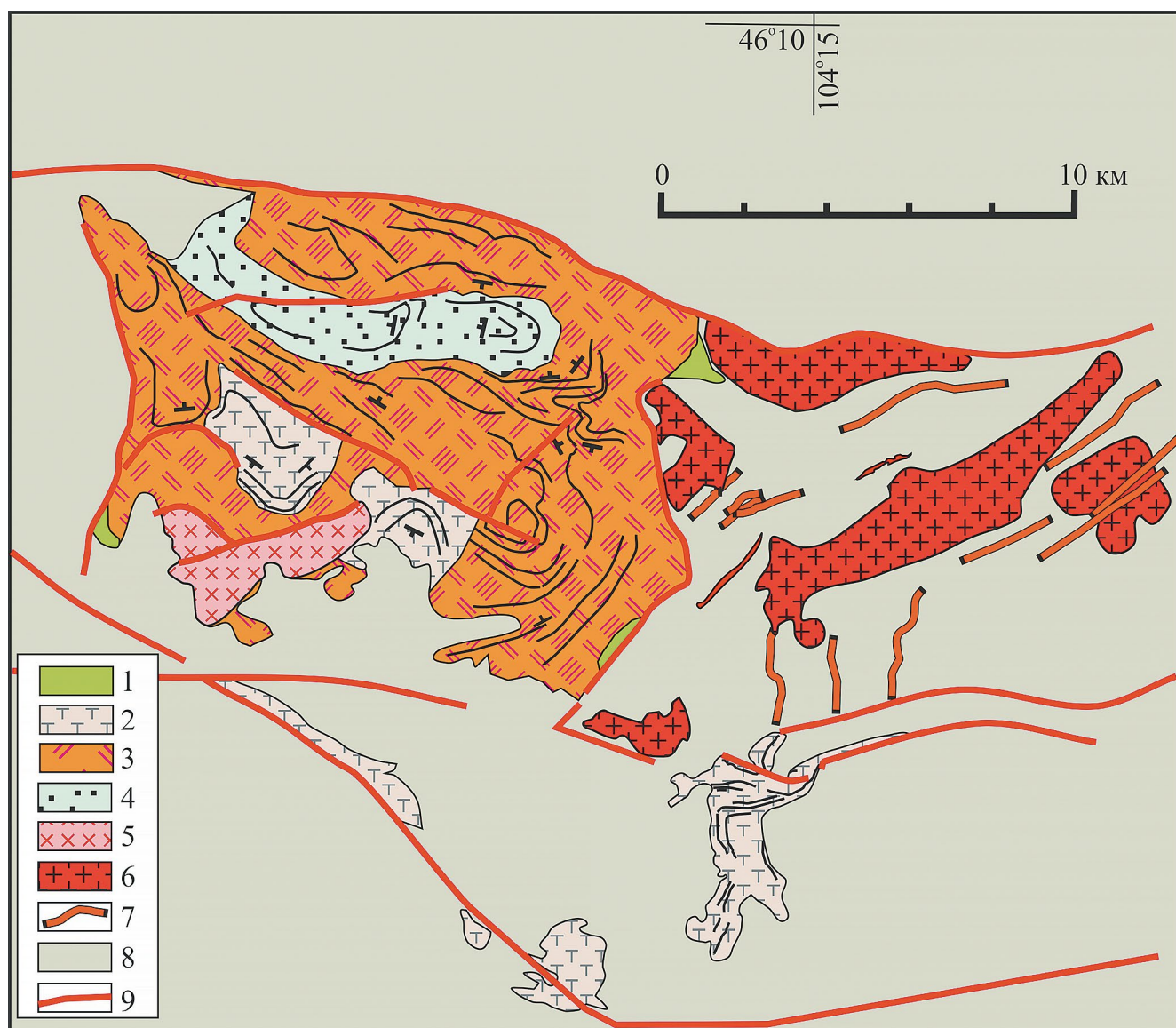
со слабо деформированным крупным вулканом центрального типа. Корневую зону этого вулкана представляют штокообразные тела щелочных гранитоидов, а также многочисленные дайки щелочных гранит-порфиров и щелочных риолитов,

которые наблюдаются в восточном обрамлении поля вулканитов. Возраст пород этой ассоциации оценен по циркону U-Pb методом (ID-TIMS) и составил  $206 \pm 1$  млн лет (Ярмолук и др., 2017).

#### Вулканический район Улзийт

Первые сведения о строении вулканического района были приведены в (Ярмолук, Коваленко, 1991). Район расположен вблизи поселка Улзийт в пределах выступа докембрийского основания Средне-Гобийского блока, сложенного здесь терригенно-карбонатными комплексами раннего

неопротерозоя и перекрывающими их вулканогенно-терригенными толщами среднего и позднего палеозоя. Строение мезозойских вулканических комплексов здесь определяют отдельные поля вулканитов, приуроченные к небольшим грабенам северо-восточной и субширотной ориентировки. Вулканические толщи характеризуются сложной фациальной структурой с контрастным сочетанием основных и кислых пород. В строении лавовых полей кислые породы образуют крупные скопления экструзивных и субвулканических тел, что позволяет связать участки их выходов с отдельными центральными вулканами. В пределах вулканического



**Рис. 3.** Схема строения бимодального комплекса Сант.

1–7 – породы бимодальной ассоциации: 1 – базальты, 2 – трахидациты и трахиты, 3 – щелочные риолиты и их игнимбриты, 4 – туфы трахириолитов, туфопесчаники, конгломераты, 5 – щелочные гранит-порфиры, 6 – щелочные граниты, 7 – дайки щелочных микрогранитов; 8 – домезозойский фундамент; 9 – разломы.

района выделяются три палеовулкана: Дзарта-Худукский, Тахилга-Ульский и Улзийтский (рис. 4).

*Дзарта-Худукский палеовулкан* является наиболее крупным в районе (Ярмолюк, Коваленко, 1991). Его породы распространены на площади  $16 \times 14$  км, а общая мощность вулканического разреза превышает 500 м. В строении палеовулкана участвуют полого залегающие потоки темно-синих флюидальных и массивных щелочных риолитов с вкрапленниками кварца, щелочного полевого шпата и щелочного амфибола, голубовато-серые флюидальные афировые щелочные риолиты, темно-серые щелочные трахидациты (Ярмолюк, Коваленко, 1991; Андреева, Коваленко, 2011). В породах обычен флюорит в виде прожилков и мелких линзочек.

*Тахилга-Ульский палеовулкан* выделяется к востоку от поселка Улзийт в виде горного массива Тахилга-Ула. Его площадь составляет  $6 \times 8$  км. В низах наблюдаемого разреза этого вулкана отмечаются туфы, вулканические брекчии и бомбы кислых пород. Их выходы перекрыты лавами афировых бурых и голубовато-серых стекловатых щелочных риолитов и трахидацитов общей мощностью более 400 м, которые слагают основной объем горного массива Тахилга-Ула. По его обрамлению кислые лавы перекрываются потоками миндалекаменных пироксен-плагноклазовых базальтов, общая мощность которых составляет более 250 м.

*Улзийтский палеовулкан* реконструируется по выходам вулканических пород, сохранившихся по периферии массива щелочных гранитов и граносиенитов, предположительно являвшегося питающей камерой вулкана. Размер массива составляет около  $3.5 \times 3.2$  км, от него во вмещающие толщи прослеживаются дайки в разной степени раскристаллизованных кислых щелочных пород (щелочных

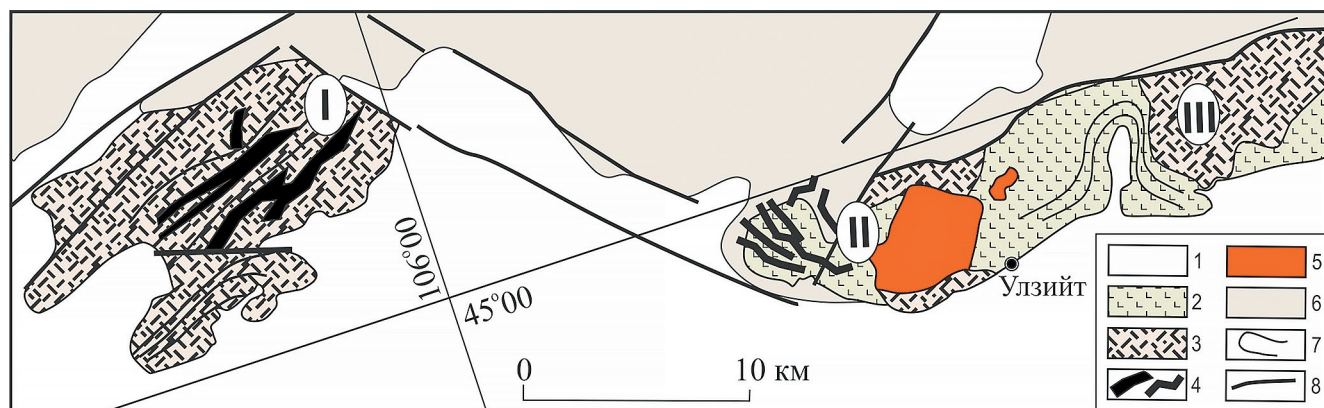
граносиенит-порфиров, щелочных риолитов и трахириолитов), реже долеритов. Эти дайки сопоставляются с выводящими каналами вулкана. Лавовую его часть представляют тела щелочных риолитов, которые подстилаются местами с переслаиванием лавами основного состава. Общая площадь палеовулкана оценивается более чем  $50 \text{ км}^2$ .

Возраст пород Улзийтского вулканического района оценен U-Pb методом по циркону из щелочных гранитов и риолитов в 213–207 млн лет (SHRIMP, Zhu et al., 2016) и в  $211 \pm 1$  млн лет (ID-TIMS), а также  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом по щелочному амфиболу в 217–209 млн лет (Ярмолюк и др., 2017), что соответствует позднему триасу.

#### Вулканический район гор Ахарын-Ула

Этот район охватывает территорию площадью более  $3000 \text{ км}^2$  на западном борту р. Онгийн-гол (рис. 5). На геологических картах его вулканические поля были отнесены к раннему мелу (Карта ..., 1979; Карта ..., 1989; Монгол улсын ..., 2010), однако, как показали геохронологические исследования, вулканизм здесь протекал в позднем триасе (Yarmolyuk et al., 2023).

Вулканические поля района сопряжены с серией субширотных грабен, вложенных в структуры докембрийского метаморфизованного карбонатно-терригенного чехла Средне-Гобийского блока и перекрывающих его позднепалеозойских образований. Вулканические толщи представлены породами бимодальной базальт–трахит–щелочно-риолитовой ассоциацией. Наиболее крупный грабен выделяется в центральной части района, где он прослеживается между горными грядами Ахарын-Ула и Дулан-Ула (рис. 5). Грабен выполнен мощной ( $>1200$  м) толщей согласно пластующихся



**Рис. 4.** Схема строения бимодальных вулканических комплексов района пос. Улзийт (Ярмолюк, Коваленко, 1991). 1 – рыхлые отложения; 2–5 – породы бимодальных ассоциаций: 2 – базальты, 3 – щелочные риолиты, 4 – субвулканические тела щелочных риолитов и гранит-порфиров, 5 – щелочные граносиениты и граниты; 6 – домезозойское основание; 7 – границы лавовых потоков; 8 – разломы. Римскими цифрами обозначены палеовулканы: I – Дзарта-Худукский, II – Улзийтский, III – Тахилга-Ульский.

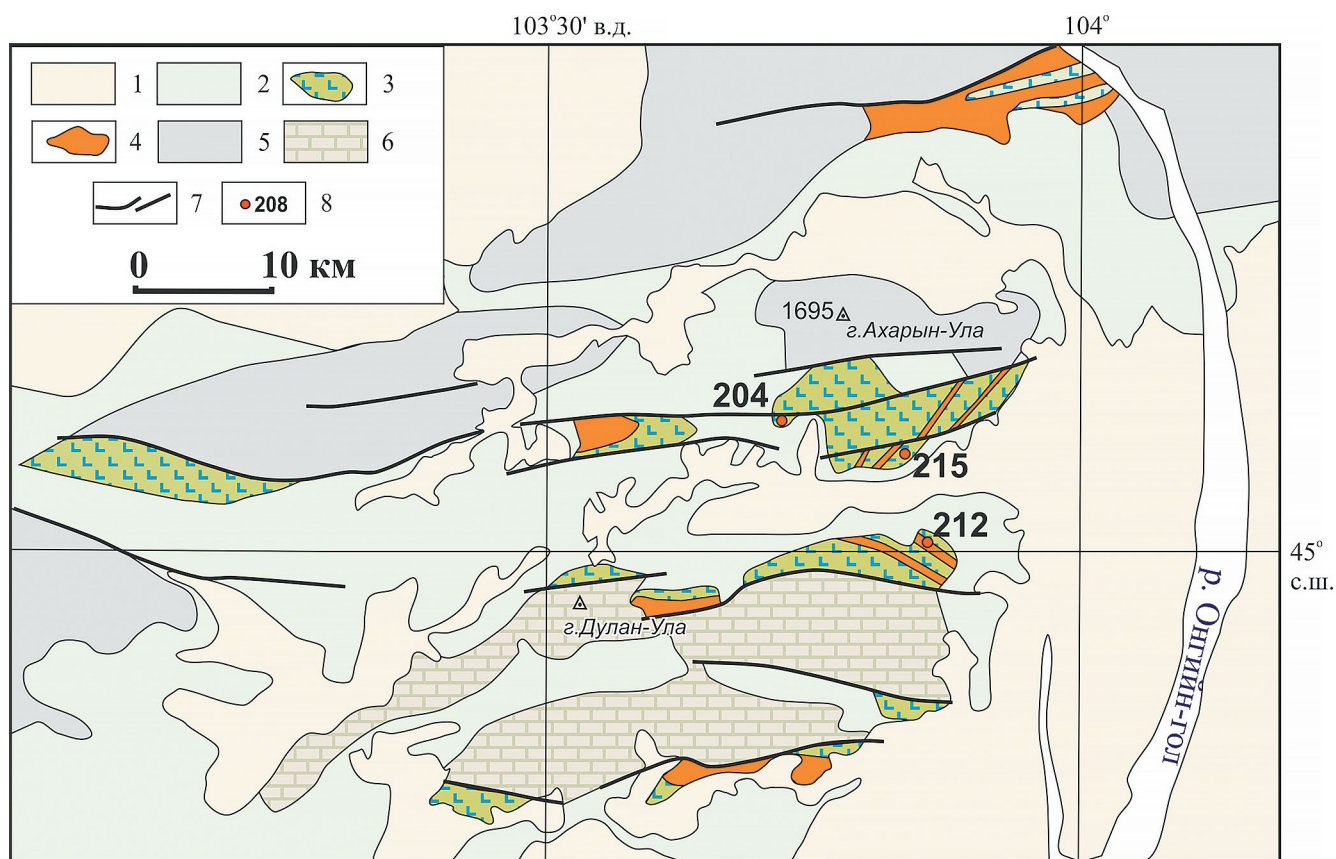
вулканических потоков, полого ( $\sim 15^\circ$ ) погружающейся к его оси. Нижние горизонты разреза (до 100 м) сложены гиаокластитам и более редкими шаровыми лавами базальтов, указывающими на внутриозерный характер излияний. Средние уровни разреза ( $\sim 700$  м) представлены многочисленными маломощными потоками базальтов. Кислые породы появляются в верхней трети разреза, где они образуют пакеты пластообразных тел трахидацитов и щелочных риолитов, разделенных потоками базальтов. Верхняя наблюдаемая часть разреза сложена базальтами, которые с несогласием перекрыты меловыми отложениями.

В пределах вулканического района выделяется еще ряд более мелких грабен, которые прослеживаются параллельно центральному грабену. Они выполнены теми же породами, но с более высокой, в том числе преобладающей долей щелочно-салических пород. Геохронологические исследования разных по составу пород из разных грабен показали, что их формирование проходило около 215 млн лет (Yarmolyuk et al., 2023).

### Вулканический комплекс Ада-Цаг

Вулканический комплекс Ада-Цаг (рис. 6) сопряжен с грабен, вытянутым в северо-восточном направлении на 30 км при ширине до 10 км (Ярмолук, Коваленко, 1991). Он расположен к северу от Ада-Цагской сутуры и прослеживается в поле выходов позднекарбонных—раннепермских континентальных вулканических и пермских прибрежно-морских терригенных толщ, с которыми граничит по сбросу. С юго-востока породы комплекса также по разлому граничат с юрскими отложениями.

Строение комплекса определяет полого залегающая стратифицированная серия вулканических пород, имеющая мощность более 1000 м. В нижней ее части преобладают лавы флюидальных трахириолитов, которые вверх по разрезу надстраиваются пакетом потоков серых трахиандезитов и трахитов, содержащих вкрапленники щелочного полевого шпата. Верхняя часть разреза сложена мощными телами экструзивного типа щелочных риолитов и разделяющими их горизонтами спекшихся туфов и игнимбритов. Характерной чертой этих пород



**Рис. 5.** Схема строения бимодальных вулканических комплексов района гор Ахарын-Ула.

1, 2 — рыхлые отложения: 1 — кайнозой, 2 — меловые; 3, 4 — породы бимодальных ассоциаций: 3 — базальты, 4 — трахиты, трахидациты, щелочные риолиты; 5 — породы палеозойского фундамента; 6 — докембрийский карбонатный чехол; 7 — разломы; 8 — места отбора и возраст геохронологических проб.

являются вкрапленники прозрачного темного кварца. Возраст пород комплекса, как будет показано ниже, оценен в  $195 \pm 2$  млн лет.

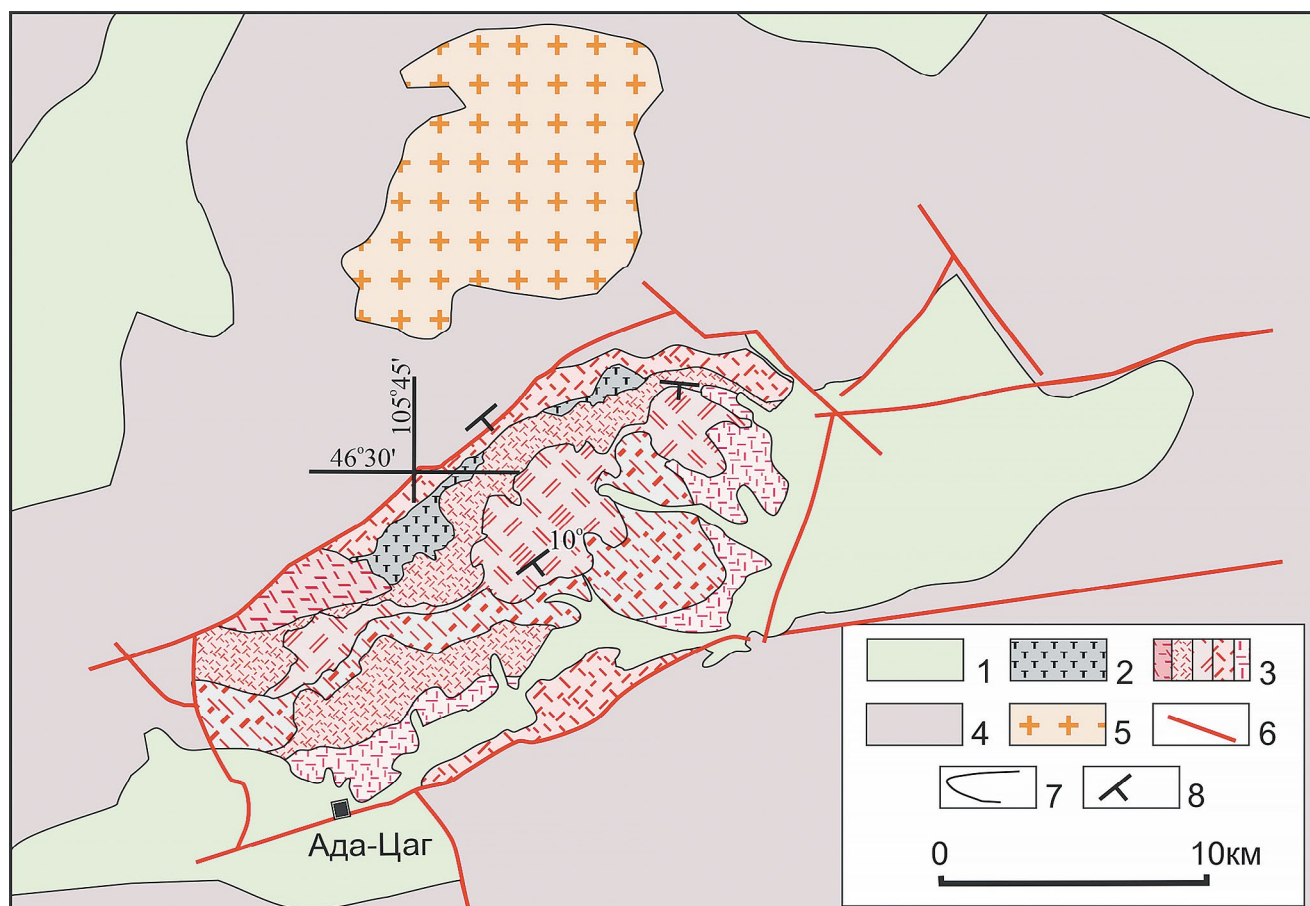
Таким образом, в Центральной Монголии в пределах территории, отвечающей западной оконечности МОП, достаточно широко проявился поздне триасовый—раннеюрский бимодальный (базальт—трахидацит—щелочно-риолитовый) и сопряженный с ним щелочно-гранитоидный магматизм, сформировавший ряд пространственно разобщенных вулcano-плутонических ассоциаций. Его спецификой стало одновременное участие в магматизме основных и щелочно-салических магм, приведшее к совместному нахождению их продуктов в общих вулканических разрезах.

### МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Породы бимодальных ассоциаций изучались петрохимическими, геохимическими, изотопно-геохимическими и геохронологическими методами. Определение валового химического состава пород

выполнено в ЦКП ИГЕМ РАН методом рентгенофлуоресцентного анализа (XRF) на вакуумном спектрометре последовательного действия с дисперсией по длине волны Axios mAX (PANalytical, Нидерланды). Подготовка препаратов для определения пороодообразующих элементов выполнена путем плавления 0.3 г порошка с 3 г тетрабората лития в индукционной печи. Точность анализа составляла  $<3$  отн. % для элементов с концентрациями выше 0.1 мас. % и до 35 отн. % ниже 0.1 мас. %. Контроль качества осуществлялся регулярными анализами стандартов BCR-2, BHVO-1, BHVO-2 и JA-1.

Микроэлементный анализ пород проводился в ИГЕМ РАН на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой PQ II (VG Elemental, Великобритания). Контроль качества осуществлялся регулярными анализами стандартов BCR-2, BHVO-1, BHVO-2, JA-1, AGV-1 и др. Относительная погрешность определения элементов не превысила 10%.



**Рис. 6.** Схема строения вулканического комплекса Ада-Цаг.

1 — мезо-кайнозойские рыхлые отложения; 2 — трахиандезиты и трахиты; 3 — отдельные потоки трахириолитов и комендитов; 4 — породы палеозойского фундамента; 5 — раннемезозойские лейкограниты; 6 — разломы; 7 — границы потоков; 8 — направление падения толщи.

Определение изотопного состава Nd и Sr проводилось на многоколлекторном твердофазном масс-спектрометре Triton в изотопной лаборатории ИГГД РАН (Санкт-Петербург). Определение концентраций Rb, Sr, Sm и Nd и отношений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  проводилось методом изотопного разбавления. Воспроизводимость определения концентраций Rb, Sr, Sm и Nd, вычисленная на основании многократных анализов стандарта BCR-1, соответствует  $\pm 0.5\%$ . Величина холостого опыта составляла: 0.05 нг для Rb, 0.2 нг для Sr, 0.3 нг для Sm, 0.5 нг для Nd. Результаты анализа стандартного образца BCR-1 (6 измерений):  $[\text{Sr}] = 336.7$  мкг/г,  $[\text{Rb}] = 47.46$  мкг/г,  $[\text{Sm}] = 6.47$  мкг/г,  $[\text{Nd}] = 28.13$  мкг/г,  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.4062$ ,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.705036 \pm 22$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1380$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512642 \pm 14$ . Воспроизводимость изотопных анализов контролировалась определением состава стандартов JNdi-1 и SRM-987. За период измерений Sr полученное значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в стандарте SRM-987 соответствовало  $0.710241 \pm 15$  ( $2\sigma$ , 10 измерений), а в стандарте JNdi-1  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512098 \pm 8$  ( $2\sigma$ , 12 измерений). Изотопный состав Sr нормализован по  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$ , а состав Nd — по  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Изотопный состав Nd приведен к аттестованному значению стандарта JNdi-1  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512117$  (Tanaka et al., 2000). Изотопный состав Sr приведен к аттестованному значению стандарта SRM987  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710240$ .

Геохронологические U-Pb исследования циркона были выполнены на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) по стандартной методике (Williams, 1998; Larionov et al., 2004). Цирконы, помещенные совместно со стандартными цирконами 91500 (Wiedenbeck, 1995) и Temora (Black et al., 2003) в оксидную матрицу, шлифовались примерно до половины толщины и покрывались  $\sim 100$  Å слоем 99.999% золота. Внутренняя структура цирконов изучалась оптически и в режиме катодolumинесценции. Для анализа выбирались области без видимых трещин и включений в идиоморфных индивидах. Полученные результаты обрабатывались с помощью программ SQUID v1.12 и ISOPLOT/Ex (Ludwig, 2005, 2008), используя константы распада, предложенные в (Steiger, Jäger, 1977). Поправка на нерадиоогенный свинец вводилась с использованием измеренного  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  по модели (Stacey, Kramers, 1975).

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ СЕРИИ АДА-ЦАГ

Для определения возраста вулканической серии Ада-Цаг из щелочных риолитов (обр. СГ-6/6) был выделен аксессуарный циркон. Эти риолиты состоят из вкрапленников кварца и пертитового щелочного полевого шпата, слагающих около 40%

породы, заключенных в мелкозернистый кварц-полевошатовый агрегат с тонкой примесью щелочного амфибола, придающего породе голубой оттенок. Циркон представлен преимущественно короткопризматическими зернами или обломками зерен с осцилляторной зональностью (рис. 7). Единичные зерна имеют длиннопризматический габитус.

U-Pb SIMS исследования были выполнены для 20 зерен циркона с отчетливой внутренней структурой. Четыре анализа циркона показали высокое содержание обыкновенного свинца 1.4–12% и были исключены из расчета. U-Pb изотопные определения для 12 зерен образуют однородный кластер, позволяющий рассчитать конкордантный возраст  $195 \pm 2$  млн лет (СКВО = 0.033, табл. 1, рис. 7), который рассматривается как время щелочно-риолитового вулканизма в районе Ада-Цаг.

Анализы трех зерен (точки анализа 11.1, 2.1, 8.1 в табл. 1, рис. 7) располагаются на конкордии и отвечают возрасту  $291 \pm 6$  млн лет (СКВО 0.97); одно зерно с зональным строением имеет возраст внутренней зоны  $467 \pm 9$  млн лет (точка анализа 9.1 в табл. 1). В целом эти четыре зерна могут рассматриваться как ксеногенные, захваченные из пермских пород Северо-Гобийского надсубдукционного магматического пояса и ордовикских пород Керуленской островной дуги.

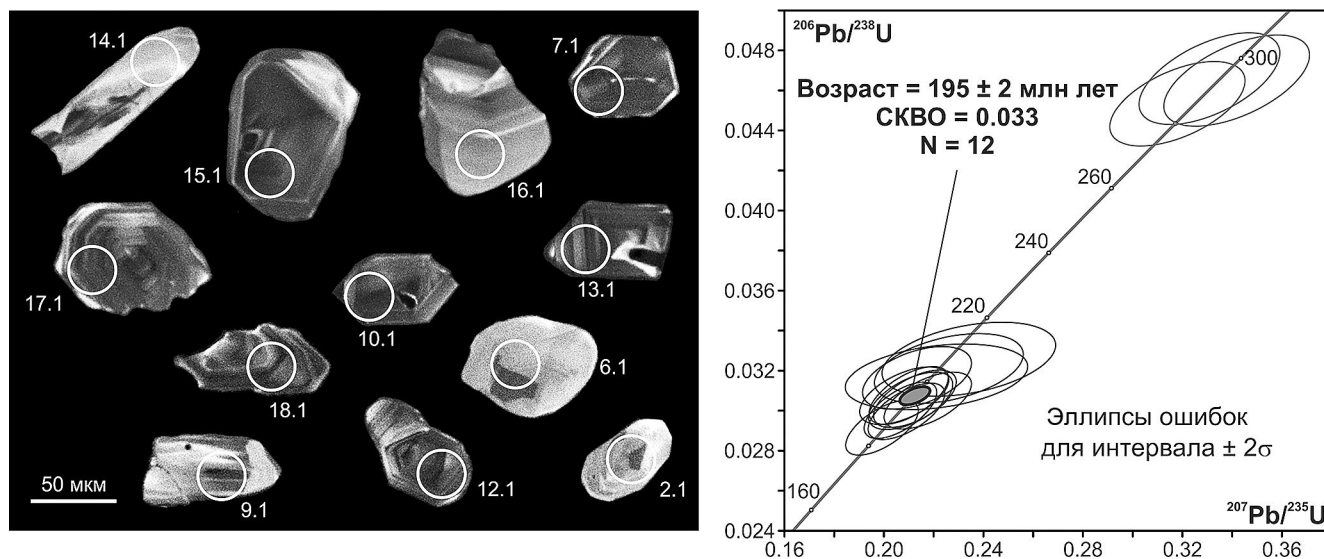
#### СОСТАВ ПОРОД БИМОДАЛЬНЫХ АССОЦИАЦИЙ

##### *Петрографическая характеристика*

Рассматриваемые вулкано-плутонические ассоциации обладают большим сходством состава участвующих в их строении пород, что позволяет дать им общую петрографическую характеристику. Преобладающие в строении этих ассоциаций группы представлены трахибазальтами—трахиандеибазальтами, трахириодацитами, трахириолитами и щелочными риолитами (комендитами, пантеллелитами), щелочными гранитоидами.

**Трахибазальты и трахиандеибазальты** — это массивные или миндалекаменные породы, обладающие темно-серой или буровато-серой окраской. Как правило, они афировые или порфиоровые, в качестве вкрапленников в них присутствуют моноклинный пироксен, плагиоклаз, редко оливин, как правило, измененный. Основная масса тонкозернистая, состоящая из плагиоклаза, пироксена, измененного стекла и рудных минералов.

**Трахиты, трахидациты и трахириодациты** это буровато-серые и голубовато-серые массивные или флюидально-плитчатые породы, содержащие редкие вкрапленники плагиоклаза, щелочного (K-Na) полевого шпата. В щелочных трахириодацитах



**Рис. 7.** Микрофотографии кристаллов циркона, выполненные на сканирующем электронном микроскопе Camscan MX 2500S в режиме катодолюминесценции (кружками обозначены участки датирования), и диаграмма с конкордией для щелочных риолитов вулканического комплекса Ада-Цаг. Номера точек анализа соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

отмечается щелочной амфибол. Трахитоидная основная масса сложена микролитами калиево-натрового полевого шпата, кварца, амфибола, слюды. В числе акцессорных минералов отмечаются титаномagnetит, циркон, флюорит.

**Трахирриолиты — щелочные риолиты (комендиты и пантеллериты)** обладают массивным и/или флюидальным строением и характеризуются голубовато-серой, серой, синей или бурой окраской. Как правило, это порфировые породы, содержащие до 20% вкрапленников калиево-натрового полевого шпата, кварца и щелочного амфибола. Микрофельзитовая основная масса сложена микролитами К-На полевого шпата, кварца, щелочного амфибола, титаномagnetита и/или ильменита. Акцессорные минералы: циркон, монацит, флюорит. В наиболее геохимически обогащенных щелочных риолитах среди акцессорных минералов появляются также чевкинит и бастнезит (Андреева, Коваленко, 2011; Андреева и др., 2018, 2023).

**Щелочные гранитоиды**, участвующие в строении бимодальных вулканоплутонических комплексов, представлены породами, варьирующими по степени зернистости от мелкозернистых порфировидных до равномернозернистых (средне- и крупнозернистых). Они сложены, главным образом, кварцем и щелочным полевым шпатом (пертитом), при подчиненном участии арфведсонита и эгирина. Акцессорные минералы представлены цирконом, флюоритом и титаномagnetитом.

#### Петрогенные компоненты

Химический состав пород рассматриваемых комплексов приведен в Supplementary<sup>2</sup> 1, ESM\_1 и отражен на графиках (рис. 8). По содержанию  $\text{SiO}_2$  породы подразделяются на две преобладающие группы составов, что характерно для бимодальных ассоциаций. Породы основного состава ( $\text{SiO}_2 < 57$  мас. %) отвечают полям трахибазальтов и трахандезибазальтов, в группе кислых пород ( $\text{SiO}_2 > 63$  мас. %) отмечаются непрерывные вариации составов от трахитов—трахидацитов до трахирриолитов—щелочных риолитов. По содержанию  $\text{K}_2\text{O}$  породы ассоциаций являются преимущественно высококалиевыми (рис. 8б), а по общему содержанию ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) отвечают умеренно-щелочной и щелочной петрохимическим сериям (рис. 8а).

Основные породы этих ассоциаций обладают повышенным содержанием  $\text{TiO}_2$  (преимущественно  $> 1.8$  мас. %; рис. 8в). Кислые породы характеризуются повышенной щелочностью ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  до 11 мас. %) и пониженным содержанием  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (15–9 мас. %), в связи с чем значительная часть составов характеризуется коэффициентом апаитности  $K_a > 1$ . По соотношениям  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и суммарного железа (MacDonald, 1974) среди щелочных риолитов различаются комендиты и пантеллериты. В целом близкие по составу породы из разных вулканоплутонических комплексов обладают сопоставимыми содержаниями петрогенных оксидов и сходными трендами их вариаций.

Таблица 1. Результаты U-Pb датирования (SHRIMP-II) циркона из щелочных риолитов вулканической серии Ада-Цаг (обр. СГ-6/6)

| Точка анализа | $^{206}\text{Pb}_c$ , % | U, ppm | Th, ppm | $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ | $^{206}\text{Pb}^*$ , ppm | $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ , млн лет | $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$ | $\pm$ % | $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ | $\pm$ % | $^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$ | $\pm$ % | $^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$ | $\pm$ % | err. corr. |
|---------------|-------------------------|--------|---------|----------------------------------|---------------------------|--------------------------------------------|------------------------------------|---------|---------------------------------------|---------|------------------------------------|---------|------------------------------------|---------|------------|
| 10.1          | 0.00                    | 651    | 801     | 1.27                             | 16.4                      | $185.8 \pm 3.4$                            | 34.21                              | 1.9     | 0.0494                                | 2.3     | 0.1992                             | 3.0     | 0.02923                            | 1.9     | 0.635      |
| 20.1          | 0.00                    | 450    | 329     | 0.75                             | 11.6                      | $190.9 \pm 3.5$                            | 33.28                              | 1.9     | 0.0504                                | 2.3     | 0.2089                             | 3.0     | 0.03005                            | 1.9     | 0.627      |
| 12.1          | 0.00                    | 491    | 433     | 0.91                             | 12.7                      | $191.2 \pm 3.5$                            | 33.23                              | 1.9     | 0.0498                                | 2.3     | 0.2065                             | 2.9     | 0.03010                            | 1.9     | 0.638      |
| 17.1          | 0.00                    | 337    | 296     | 0.91                             | 8.85                      | $194.1 \pm 3.7$                            | 32.71                              | 1.9     | 0.0500                                | 2.7     | 0.2106                             | 3.3     | 0.03057                            | 1.9     | 0.576      |
| 13.1          | 0.00                    | 351    | 273     | 0.80                             | 9.23                      | $194.2 \pm 3.7$                            | 32.7                               | 1.9     | 0.0516                                | 2.7     | 0.2175                             | 3.3     | 0.03058                            | 1.9     | 0.585      |
| 7.1           | 0.00                    | 378    | 261     | 0.71                             | 9.96                      | $194.8 \pm 3.7$                            | 32.6                               | 1.9     | 0.0502                                | 2.6     | 0.2123                             | 3.2     | 0.03067                            | 1.9     | 0.593      |
| 15.1          | 0.00                    | 319    | 231     | 0.75                             | 8.45                      | $195.7 \pm 3.7$                            | 32.44                              | 1.9     | 0.0489                                | 2.9     | 0.2080                             | 3.5     | 0.03083                            | 1.9     | 0.558      |
| 4.1           | 0.00                    | 438    | 224     | 0.53                             | 11.6                      | $195.7 \pm 3.6$                            | 32.44                              | 1.9     | 0.0494                                | 2.4     | 0.2098                             | 3.1     | 0.03083                            | 1.9     | 0.616      |
| 1.1           | 0.19                    | 327    | 246     | 0.78                             | 8.93                      | $201.2 \pm 3.9$                            | 31.54                              | 2.0     | 0.0488                                | 3.7     | 0.2132                             | 4.2     | 0.03171                            | 2.0     | 0.467      |
| 6.1           | 0.39                    | 130    | 69      | 0.55                             | 3.56                      | $201.5 \pm 4.2$                            | 31.49                              | 2.1     | 0.0505                                | 6.4     | 0.2210                             | 6.8     | 0.03176                            | 2.1     | 0.314      |
| 16.1          | 0.00                    | 105    | 60      | 0.59                             | 2.91                      | $204.2 \pm 4.4$                            | 31.07                              | 2.2     | 0.0509                                | 4.9     | 0.2260                             | 5.4     | 0.03218                            | 2.2     | 0.405      |
| 14.1          | 0.00                    | 75     | 28      | 0.39                             | 2.10                      | $207.1 \pm 4.7$                            | 30.62                              | 2.3     | 0.0520                                | 5.6     | 0.2340                             | 6.1     | 0.03265                            | 2.3     | 0.380      |
| 11.1          | 0.21                    | 354    | 153     | 0.45                             | 13.8                      | $286.0 \pm 5.3$                            | 22.05                              | 1.9     | 0.0508                                | 2.9     | 0.3180                             | 3.5     | 0.04536                            | 1.9     | 0.543      |
| 2.1           | 0.00                    | 199    | 103     | 0.54                             | 7.94                      | $293.1 \pm 5.6$                            | 21.5                               | 2.0     | 0.0533                                | 2.9     | 0.3420                             | 3.5     | 0.04652                            | 2.0     | 0.563      |
| 8.1           | 0.00                    | 195    | 70      | 0.37                             | 7.80                      | $293.7 \pm 5.6$                            | 21.45                              | 2.0     | 0.0514                                | 2.9     | 0.3310                             | 3.5     | 0.04662                            | 2.0     | 0.560      |
| 9.1           | 0.21                    | 141    | 137     | 1.00                             | 9.13                      | $466.7 \pm 9.0$                            | 13.32                              | 2.0     | 0.0560                                | 3.2     | 0.5790                             | 3.8     | 0.07510                            | 2.0     | 0.530      |

Примечание. Ошибки для доверительного интервала  $1\sigma$ ;  $^{206}\text{Pb}_c$  и  $^{206}\text{Pb}^*$  — нерадиоγενный и радиогенный свинец соответственно; ошибка калибровки стандарта ( $1\sigma$ ) — 0.56%.

Рассеянные элементы

Сведения о содержании рассеянных элементов в породах бимодальных ассоциаций приведены в Supplementary 1, ESM\_1 и в обобщенном виде представлены на спайдерграммах (рис. 9). На приведенных графиках сопоставление пород из разных комплексов проведено по трем группам составов, отвечающих основным ( $\text{SiO}_2 < 57$  мас. %), умеренно-кислым ( $57 < \text{SiO}_2 < 70$  мас. %) и кислым ( $\text{SiO}_2 > 70$  мас. %) породам.

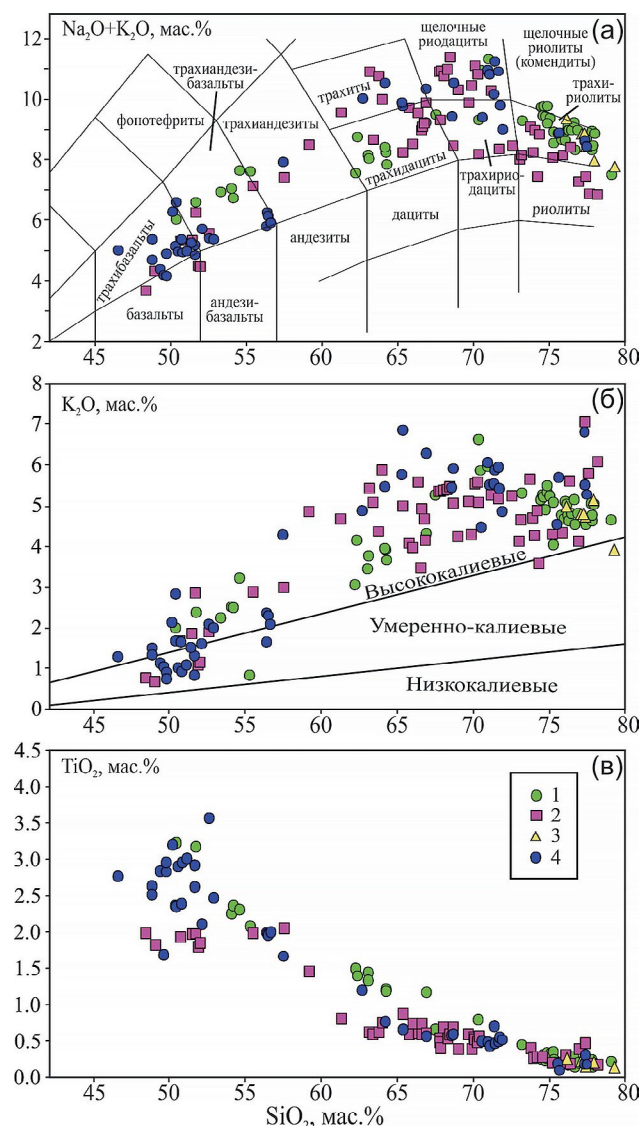
В основных породах с понижением Mg# от 0.6 до 0.2 уменьшаются содержания Sr и Ni (рис. 10), что указывает на важную роль фракционирования темноцветных минералов в изменении их состава. Для них типичны повышенное содержание Ba и пониженные — Nb, Ta и Ti, что является характерной особенностью надсубдукционных пород (рис. 9). Однако от базальтов конвергентных обстановок основные породы бимодальных ассоциаций отличаются существенно более высокими содержаниями литофильных элементов. По содержанию редкоземельных элементов (REE) они сближаются с внутриплитными базальтами океанических островов, отличаясь от последних менее фракционированным распределением REE ( $(\text{La}/\text{Yb})_n \sim 4-9$ ;  $(\text{Gd}/\text{Yb})_n < 2.3$ ) при более высоких содержаниях средних и тяжелых редких земель.

Трахиты и трахидациты из разных бимодальных ассоциаций характеризуются близкими особенностями распределения редких элементов при различии в их содержаниях (рис. 9). По сравнению с трахибазальтами они обогащены большинством литофильных элементов. Исключение составляют Ba, Sr, P, Eu и Ti, пониженные содержания которых можно связать с фракционированием полевых шпатов, апатита и титаномagnetита. Распределение REE в этих породах отличается слабым обогащением легкими REE ( $(\text{La}/\text{Yb})_n \sim 5-8$ ), хорошо выраженной Eu-аномалией ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* \sim 0.17-0.5$ ) и практически отсутствием фракционирования в области средних и тяжелых REE ( $(\text{Gd}/\text{Yb})_n \sim 1.2-1.5$ ).

Щелочные риолиты по геохимическим характеристикам близки к трахитам и трахидацитам, но обладают более высокими содержаниями рассеянных элементов (рис. 9). Они обогащены высокозарядными (Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf, Y) и REE с преобладанием легких REE над тяжелыми ( $(\text{La}/\text{Yb})_n \sim 4.5-8$ ). Накопление редких элементов в породах происходит на фоне углубления аномалии Eu.

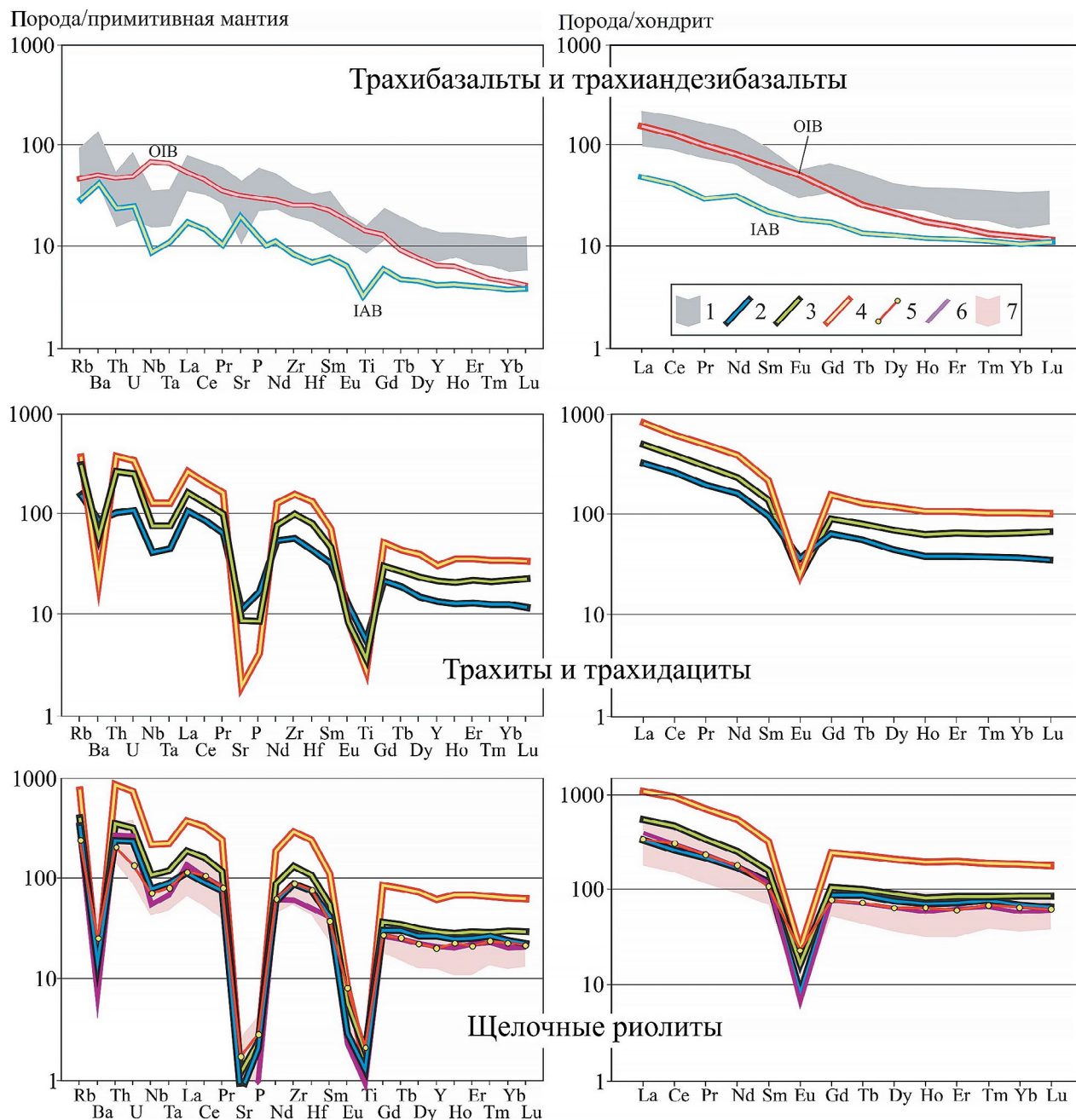
Изменение последней ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* \sim 0.2-0.01$ ) свидетельствует о фракционировании полевых шпатов, что согласуется также с углублением минимумов в содержаниях Ba и Sr. REE слабо фракционированы в области средних и тяжелых элементов ( $(\text{Gd}/\text{Yb})_n \sim 1.2-1.5$ ).

На рис. 9 кислые магматические породы Улзийтского района дополнительно разделены на две ассоциации, различающиеся по степени обогащения несовместимыми элементами. Одна из них представлена породами палеовулкана Дзарта-Худук, другая — Тахилга-Ула и Улзийт. Если



**Рис. 8.** Зависимость содержаний петрогенных оксидов от  $\text{SiO}_2$  в породах бимодальных вулканических комплексов. Породы вулканических комплексов: 1 — Сант, 2 — Улзийт, 3 — Ада-Цаг, 4 — Ахарын.

<sup>2</sup>В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно приведены: Supplementary 1, ESM\_1 — Химический состав пород бимодальных ассоциаций Центральной Монголии; Supplementary 2, ESM\_2 — Изотопный состав Sr и Nd в породах бимодальных ассоциаций Центральной Монголии.



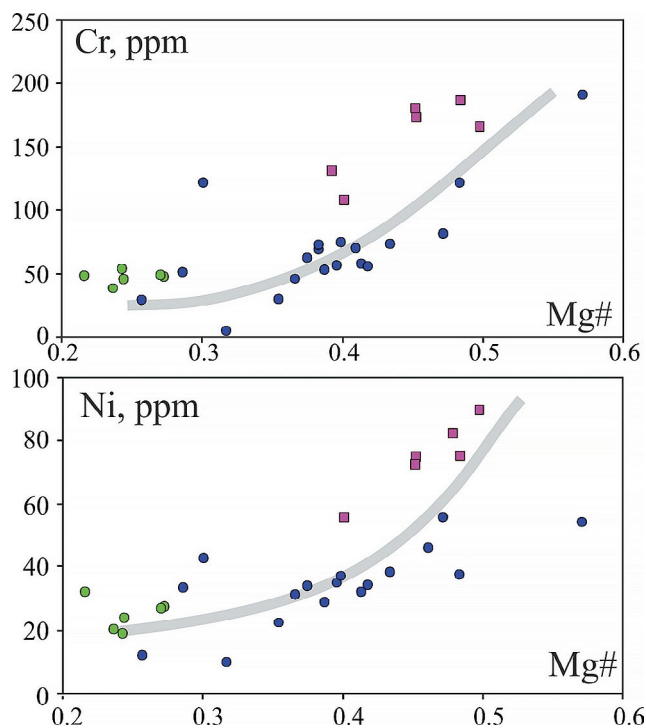
**Рис. 9.** Спектры распределения нормированных к составу примитивной мантии и хондрита (Sun, McDonough, 1989) содержаний рассеянных элементов в породах бимодальных ассоциаций.

1 — поле составов базальтов; 2–6 — средние составы кислых пород вулканических комплексов: 2 — Сант, 3 — Ахартын, 4 — палеовулкана Дзарта-Худук, 5 — палеовулканов Тахилга-Ула и Улзийт, 6 — Ада-Цаг; 7 — поле составов щелочных гранитов вулcano-плутонического комплекса Улзийт по (Zhu et al., 2016). Спектры составов базальтов океанических островов (OIB) по (Sun, McDonough, 1989) и островных дуг (IAB) по (Kelemen et al., 2003).

щелочные риолиты палеовулканов Тахилга-Ула и Улзийт по геохимическим характеристикам близки к таким же риолитам других вулканических комплексов, то породы вулкана Дзарта-Худук выделяются наибольшей обогащенностью литофильными элементами. Содержания высоkozарядных и редкоземельных элементов в них приближаются

к рудным концентрациям (в г/т): Zr до 7000, Nb до 350, Ta до 25, La до 2700, Yb до 75.

Щелочные граниты, участвующие в строении вулcano-плутонических ассоциаций, по составу полностью соответствуют щелочным риолитам:  $((La/Yb)_n \sim 5-11, (Gd/Yb)_n \sim 0.9-1.5, Eu/Eu^* \sim$



**Рис. 10.** Зависимость концентраций Cr и Ni в базальтах бимодальных ассоциаций от Mg# ( $\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO}_{\text{tot}})$  мол.).  
Условные обозначения см. на рис. 8.

~ 0.2–0.07), что согласуется с геологическими данными о родстве этих пород и позволяет рассматривать их в качестве продуктов, близких по составу расплавов, сформированных в условиях разных фаций глубинности.

В целом приведенные характеристики свидетельствуют, что в породах бимодальных ассоциаций с повышением содержания  $\text{SiO}_2$  отмечается согласованный рост концентраций большинства несовместимых элементов. Обогащение пород этими элементами, особенно Th, U, Nb, Ta, Zr, Hf, REE, отражает ярко выраженную редкометальную специализацию бимодального магматизма.

#### Изотопный состав

Данные об изотопном составе Sr и Nd пород бимодальных ассоциаций представлены в Supplementary 2, ESM\_2 и отражены на графиках (рис. 11). Кислые породы этих ассоциаций, как правило, характеризуются высокими значениями Rb/Sr, что при существующих погрешностях в определении возраста пород осложняет оценку их первичного изотопного состава Sr. Поэтому на рис. 11а вынесены только составы базальтоидов, в которых Rb/Sr существенно меньше 1. Базальты из разных ассоциаций обладают близкими

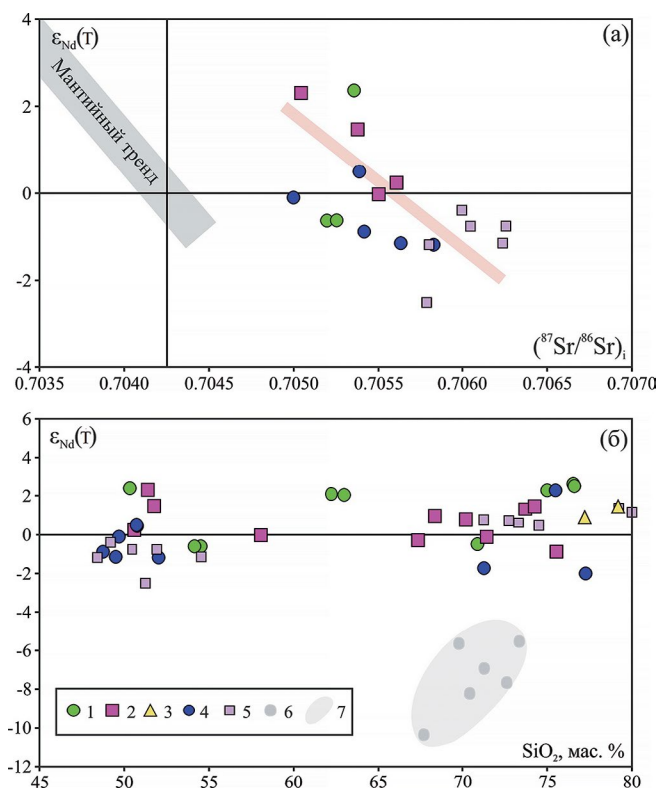
характеристиками — изотопный состав стронция ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ )<sub>i</sub> в них варьирует в интервале 0.7050–0.7062, изменение величины  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  происходит в диапазоне от –2.5 до +2.4 (с учетом данных Zhu et al., 2016). В целом распределение составов на графике соответствует тренду, вытянутому в сторону поля составов (II квадрант) деплетированных мантийных источников. Такая конфигурация их распределения предполагает участие в образовании пород по меньшей мере двух источников с разными изотопными характеристиками.

На рис. 11б показаны вариации изотопного состава  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  от содержания  $\text{SiO}_2$  в породах. Очевидно, что в пределах одной ассоциации изотопный состав неодима практически не зависит от  $\text{SiO}_2$ , отсутствуют и какие-либо отклонения их характеристик в сторону изотопного состава вмещающих пород. Этот факт указывает на отсутствие заметного участия подстилающей континентальной коры в образовании пород бимодальных ассоциаций.

#### ОБСУЖДЕНИЕ

##### *Возраст бимодального магматизма Центральной Монголии*

На существующих геологических картах (Карта ..., 1979; Карта ..., 1989; Монгол улсын ..., 2010) рассмотренные бимодальные ассоциации отнесены к разновозрастным образованиям: Ахарын — к поздней юре–раннему мелу, Улзийт — к перми, Сант и Ада-Цаг к триасу или перми. Представления о принадлежности этих комплексов к одной (пермской) возрастной группе были высказаны в (Ярмолук, Коваленко, 1991), они опирались на сходство состава пород и близкие особенности строения этих ассоциаций с пермскими бимодальными базальт–щелочно-риолитовыми комплексами Гоби-Алтайской рифтовой зоны. Первые результаты датирования пород вулканического комплекса Улзийт показали, что комплекс сформировался в конце триаса ~211 млн лет назад (Андреева, Коваленко, 2011). Этот результат был подтвержден в работах (Zhu et al., 2016; Ярмолук и др., 2017), где получен ряд определений U-Pb возраста по циркону из пород этого комплекса, укладывающихся в интервал 213–207 млн лет. Близкие оценки были получены также для вулкано-плутонического комплекса Хулд ( $214 \pm 3$  млн лет, SHRIMP по циркону, Yun et al., 2010), для магматических комплексов Сант ( $206 \pm 1$  млн лет, ID-TIMS по циркону, Ярмолук и др., 2017) и гор Ахарын (215 млн лет, K-Ar по матриксу пород, Yarmolyuk et al., 2023). Представленные в настоящей статье данные о возрасте пород магматического комплекса Ада-Цаг ( $195 \pm 2$  млн лет) вполне согласуются с этими оценками и позволяют говорить, что в пределах Центральной Монголии



**Рис. 11.** Изотопный состав пород бимодальных ассоциаций: (а) базальтоидов на диаграмме  $\epsilon_{Nd}(T)$ — $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$  и (б) пород всего спектра составов на диаграмме  $\epsilon_{Nd}(T)$ — $SiO_2$ . 1—4 см. на рис. 8; 5 — данные по бимодальным ассоциациям района Улзийт (Zhu et al., 2016); 6 — изотопный состав домезозойских гранитоидов Северо-Гобийского блока (неопубликованные данные авторов); 7 — поле изотопного состава коры Северо-Гобийского блока.

в конце триаса—начале юры протекал однотипный базальт—трахит—щелочно-риолитовый (щелочно-гранитоидный) магматизм бимодального типа. Его характерной особенностью стала высокая щелочность пород и повышенная редкометальность кислых составляющих.

Бимодальный магматизм проявился спустя ~30 млн лет после столкновения Средне-Гобийского блока с Сибирским континентом, приведшего к закрытию Хэнтейского сегмента МОП. Возраст коллизии ограничен позднепермскими конгломератами, перекрывающими с несогласием Ада-Цагскую сутуру (Моссаковский, Томуртоого, 1976). В результате коллизии прекратилась субдукция под Средне-Гобийский блок со стороны Монголо-Охотского океана (Zhao et al., 2017). Это привело к прекращению магматизма в пределах Северо-Гобийского вулcano-плутонического пояса, природа которого определялась субдукцией (Tomurtogoo et al., 2005; Zhao et al., 2017). Последние импульсы

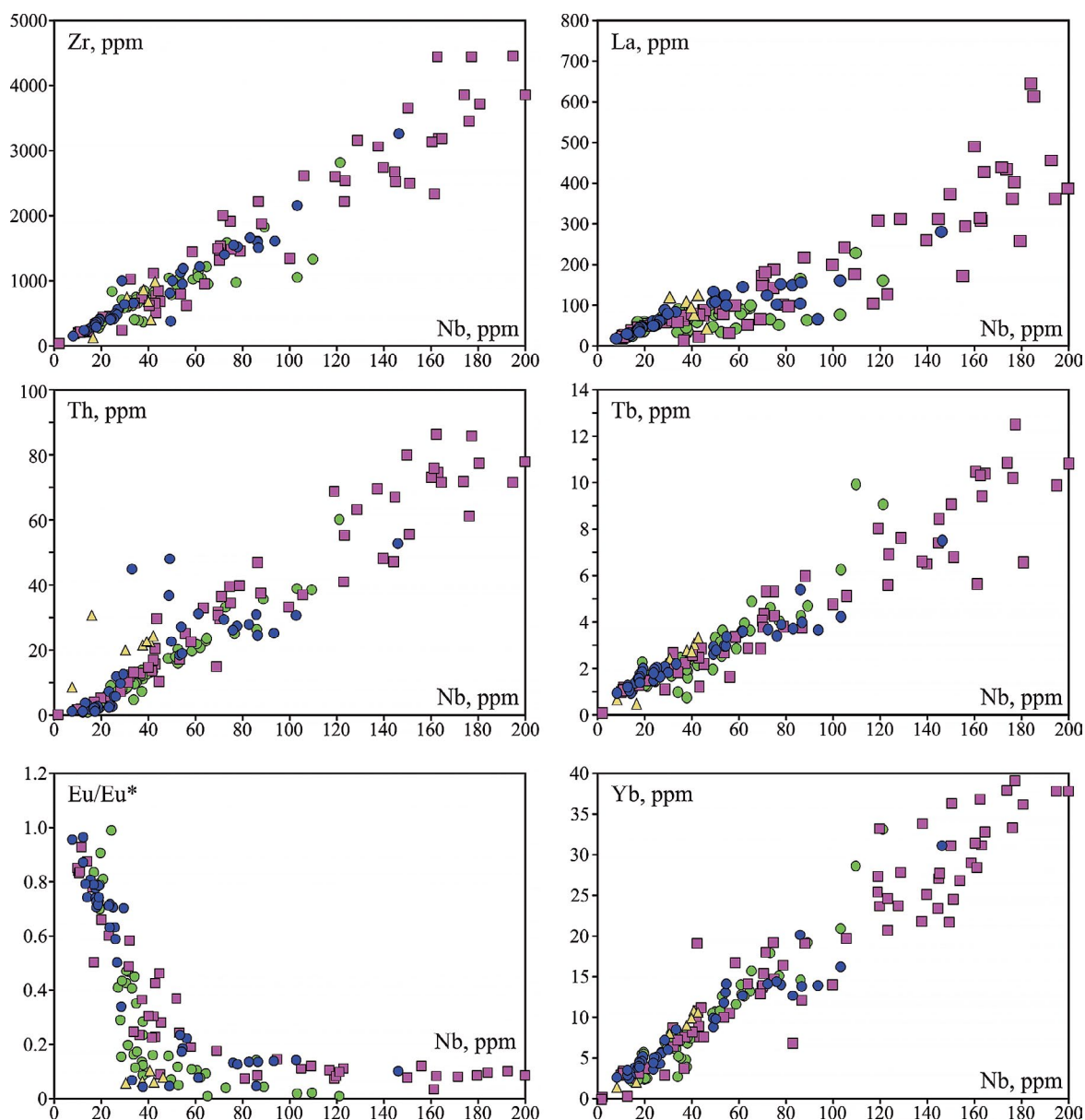
магматизма в его пределах оценены в ~247 млн лет (Ganbat et al., 2022). Этот рубеж определяет возрастную границу полного завершения субдукции в Хэнтейском сегменте Монголо-Охотского океана. Возрастной разрыв между этим рубежом и началом позднепермской магматической активности указывает на то, что проявления последней были связаны с посторогенным периодом развития территории.

#### Источники и природа бимодального магматизма

Бимодальный магматизм, характеризующийся одновременным становлением пород основного и кислого состава, является типичным для континентальных рифтов (Wilson, 1989; Ayalew, Gibson, 2009; Natali et al., 2011) и областей внутриплитного растяжения (Turner et al., 1992). Его проявления отмечаются также в других обстановках, в частности, в зонах конвергенции (Bonin, 2004; Espinoza et al., 2008; Tang et al., 2016). При этом источники магматизма в разных обстановках имеют различные геохимические характеристики, поэтому состав пород соответствующих им магматических ассоциаций служит надежной основой для реконструкций условий и обстановок их формирования.

Проявления бимодального магматизма в Центральной Монголии представлены магматическими ассоциациями, сложенными трахибазальтами, трахиандеизбазальтами, трахитами, щелочными риолитами и щелочными гранитами и могут служить индикаторами внутриплитных обстановок растяжения. Как правило, в строении ассоциаций кислые породы образуют скопления потоков и экзтрузий большой мощности, сопоставляемые с вулканами центрального типа, а основные породы распространены по их обрамлению, реже в их центральных участках, где переслаиваются с кислыми лавами. Эти геологические соотношения позволяют предполагать генетическую связь между контрастными по составу породами рассмотренных комплексов.

Геохимические связи между разными по составу породами бимодальных ассоциаций хорошо иллюстрируются графиками (рис. 12), демонстрирующими распределение в породах рассеянных элементов относительно Nb, являющегося высоконесовместимым элементом и поэтому выбранным в качестве индекса дифференциации. На графиках фигуративные точки составов разных пород бимодальных ассоциаций образуют линейные зависимости, которые обычно возникают при фракционировании породообразующих минералов. Дифференциация исходных расплавов хорошо согласуется с фракционированием вначале оливина и пироксена (снижение Sr и Ni) (рис. 10), а затем полевых шпатов (сокращение доли Ba, Sr и Eu в кислых породах) (рис. 9), обеспечивших



**Рис. 12.** Распределение редких элементов относительно Nb в породах бимодальных ассоциаций. Условные обозначения см. на рис. 8.

пропорциональное накопление большинства несовместимых элементов в остаточных расплавах. Этот процесс убедительно иллюстрируется на рис. 12 с использованием параметра  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$ , являющегося показателем дифференциации расплавов. По мере снижения  $\text{Eu}/\text{Eu}^*$  в породах отмечается закономерное повышение содержаний Zr, Nb, La и других редких элементов, вплоть до рудных концентраций. Подобная направленность дифференциации расплавов, приводящая к образованию редкометальных месторождений, типична для

щелочных магм внутриплитных обстановок (Коваленко и др., 2006; Турченко, 2021).

Особо отметим, что на графиках составы пород из разных вулканических комплексов укладываются в общие эволюционные тренды (рис. 12), что, очевидно, свидетельствует о сходстве составов исходных расплавов, участвовавших в образовании пород пространственно разбросанных бимодальных ассоциаций.

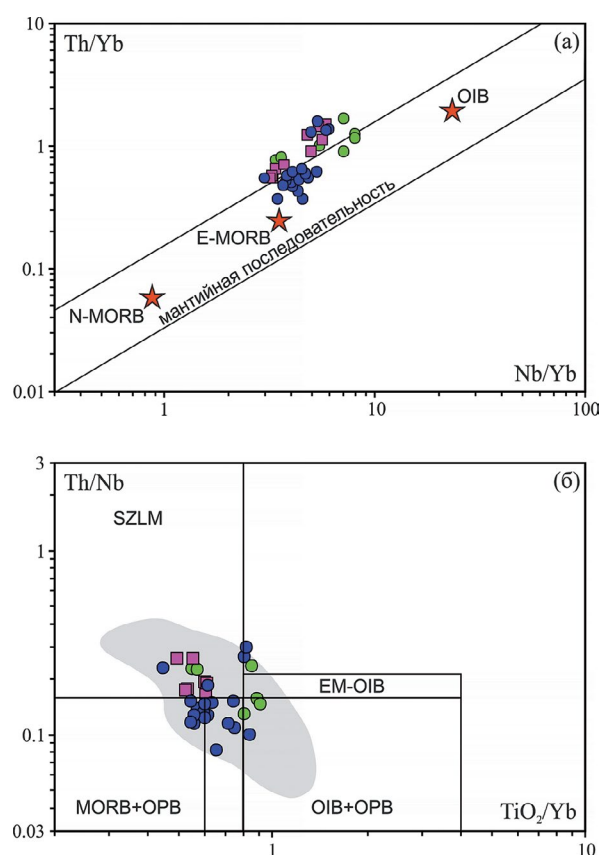
Параметрам источника этих расплавов в наибольшей степени отвечают основные породы. Им

свойственны высокие содержания большинства несовместимых элементов, сближающие их с OIB, и, соответственно, предполагающие наличие такого же источника. В то же время они обладают более высоким содержанием Ba и более низкими Nb и Ta, что является характерной особенностью базальтов конвергентных обстановок. Тем не менее от IAB (Kelemen et al., 2003) позднетриасовые базальты отличаются более высокими содержаниями практически всех рассеянных элементов (рис. 9). Пониженные содержания Nb и Ta в них можно было бы связать с контаминацией расплавов OIB-типа коровым материалом. Однако базиты характеризуются низкими средними значениями Th/Ce (0.04) и Th/La (0.08), которые близки к их значениям в базальтах OIB (0.04 и 0.10 соответственно), но резко отличаются от значений (0.13 и 0.28 соответственно), типичных для континентальной коры (Rudnick, Gao, 2014). Эти показатели исключают заметное участие коровой контаминации в образовании магматических расплавов.

На диаграмме Nb/Yb–Th/Yb (Pearce, 2008, рис. 13а) составы основных пород распределены вдоль границы поля составов базальтов подлитосферных источников (поле мантийной последовательности). На диаграмме  $\text{TiO}_2/\text{Yb}$ –Th/Nb (Pearce et al., 2021, рис. 13б) основные породы бимодальных ассоциаций в основном попадают в поле внутриплитных источников и частично в поле субдукционно-модифицированной литосферной мантии – SZLM (Pearce et al., 2021). Такое их положение позволяет сопоставить позднетриасовые базальты Центральной Монголии с IIIb типом внутриплитных источников (Pearce et al., 2021), которые формируются в результате плюм-литосферного взаимодействия и, например, участвовали в образовании трапповой провинции Декана и позднемезозойской крупной вулканической провинции высокой Арктики (HALIP). Геохимические характеристики базальтов (обогащенность по всему спектру несовместимых элементов) позволяют предполагать, что плюмовый источник был близок к OIB. В то же время повышенные содержания в них LILE при пониженных значениях Nb-Ta указывают на участие в их образовании литосферной мантии, метасоматизированной субдукционным компонентом (Bonin, 2004; Pearce et al., 2021).

Влияние литосферного компонента отразилось не только на составе базальтов, но и на всех более кислых дифференциатах, участвующих в строении бимодальных ассоциаций. На рис. 14 показано положение составов щелочных риолитов на диаграммах (Pearce et al., 1984; Eby, 1992). Они образуют ряд точек вдоль границы, разделяющей поле составов внутриплитных щелочных гранитоидов на  $A_1$ - и  $A_2$ -типы. Часть составов попала в поле  $A_1$ , что позволяет сопоставлять их с кислыми породами рифтовых областей, которые рассматриваются

в качестве дифференциатов базальтовых расплавов (Eby, 1992). В то же время значительная часть составов кислых пород оказалась в поле  $A_2$ , которая характеризуется показателями  $\text{Y/Nb} > 1.2$  (Eby, 1992). И это не удивительно, так как, являясь дифференциатами базальтовых расплавов, кислые породы наследовали их геохимические особенности. Исходные базальтовые расплавы характеризовались пониженным содержанием Nb и, как следствие, в них  $\text{Y/Nb} > 1.2$ . Поэтому продукты их дифференциации несут в себе эту метку. Снижение этого значения до  $\text{Y/Nb} < 1.2$  отмечается в породах, отвечающих глубоко дифференцированным расплавам, в которых появление минералов-концентраторов REE (чевкинит, бастнезит, фторапатит)



**Рис. 13.** Положение основных пород бимодальных ассоциаций на диаграммах Nb/Yb–Th/Yb (Pearce, 2008) и  $\text{TiO}_2/\text{Yb}$ –Th/Nb (Pearce et al., 2021). Тренд мантийной последовательности по (Pearce, 2008), средние составы и поля базальтов срединно-океанических хребтов (MORB) нормального (N-) и обогащенного (E-) типов, базальтов океанических островов (OIB), обогащенных базальтов океанических островов (EM–OIB), океанических плато (OPB) и субдукционно-модифицированной литосферной мантии (SZLM) по (Pearce et al., 2021). Серое поле – область составов траппов Декана и базальтов HALIP по (Pearce et al., 2021). Условные обозначения см. на рис. 8.

изменило соотношение между REE и другими несовместимыми элементами (Андреева, Коваленко, 2011; Андреева и др., 2018, 2023).

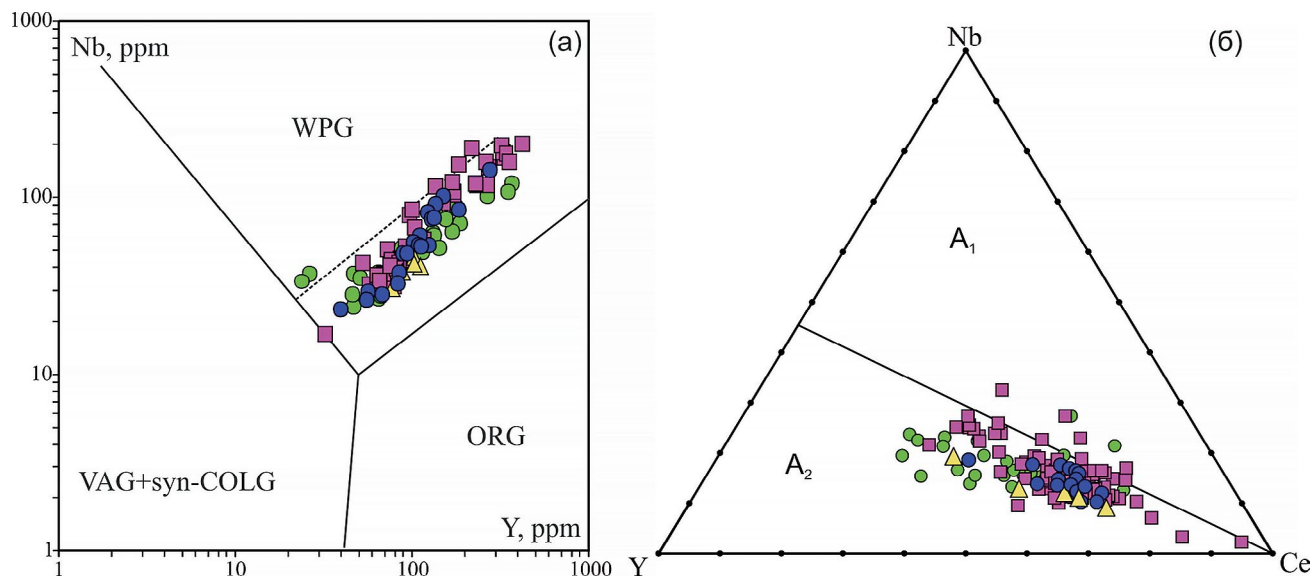
В соответствии с изотопными характеристиками основных пород бимодальных ассоциаций формирование базальтовых расплавов происходило при участии по крайней мере двух источников — подлитосферного (астеносферного или плюмового) и литосферного, взаимодействие которых определило линейное распределение изотопных составов на диаграмме (рис. 11а). Составы пород левой части тренда характеризуются значениями  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T}) \sim -2.5$  и  $(^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr})_i \sim 0.705$ , близкими к параметрам обогащенной мантии. По-видимому, эти значения в первом приближении можно соотносить с составом подлитосферного компонента. О параметрах литосферного источника можно судить по отклонению составов пород правой части графика в область отрицательных значений  $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$  и высоко-радиогенных составов Sr, типичных для литосферы с неопротерозойскими модельными изотопными характеристиками ( $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) \sim 700\text{--}1100$  млн лет). Это вполне согласуется с преобладанием в строении рассматриваемой территории позднедокембрийской литосферы Средне-Гобийского блока.

#### Геологические связи бимодального магматизма

Проявления бимодального магматизма по территории Центральной Монголии рассредоточены в целом независимо от ее структурного плана преимущественно северо-восточной ориентировки.

Они установлены как к северу, так и к югу от Ада-Цагской сутуры, отмечаются в пределах Северо-Гобийской впадины и граничащего с ней выступа докембрийского фундамента Средне-Гобийского блока. Ряд подобных вулcano-плутонических комплексов того же возраста установлен к северу от рассматриваемой территории (рис. 1). Это комплексы в районе поселка Бат-Ценгел (220 млн лет; Ярмолук и др. 2019б), районов слияния рек Хойт-Хануй и Дунд-Хануй, междуречья рек Чулуту и Хануй, отвечающих осевым участкам Хангайского прогиба (наши неопубликованные данные). В целом полоса их выходов соответствует Хархоринской зоне Хэнтейского раннемезозойского зонального магматического ареала (Коваленко и др., 2003), которая прослеживается в северо-северо-восточном направлении, пересекая структуры МОП между Хангайским и Хэнтейским его сегментами.

Следует отметить, что позднеэриасовый магматизм исключительно широко протекал в области западной оконечности МОП (Zorin, 1999; Donskaya et al., 2013; Wang et al., 2017). Здесь в интервале  $\sim 220\text{--}190$  млн лет возник крупный зональный Хэнтейский магматический ареал (рис. 1) (Коваленко и др., 2003). Его центральная часть образована одним из крупнейших в Центральной Азии Хэнтейским батолитом, объединившим серию крупных массивов гранодиоритов, гранитов и лейкогранитов. Внешняя зона ареала, выделяемая так же, как зона распыленного магматизма (Мезозойская ..., 1975; Коваленко и др., 1984; Коваль, 1998),

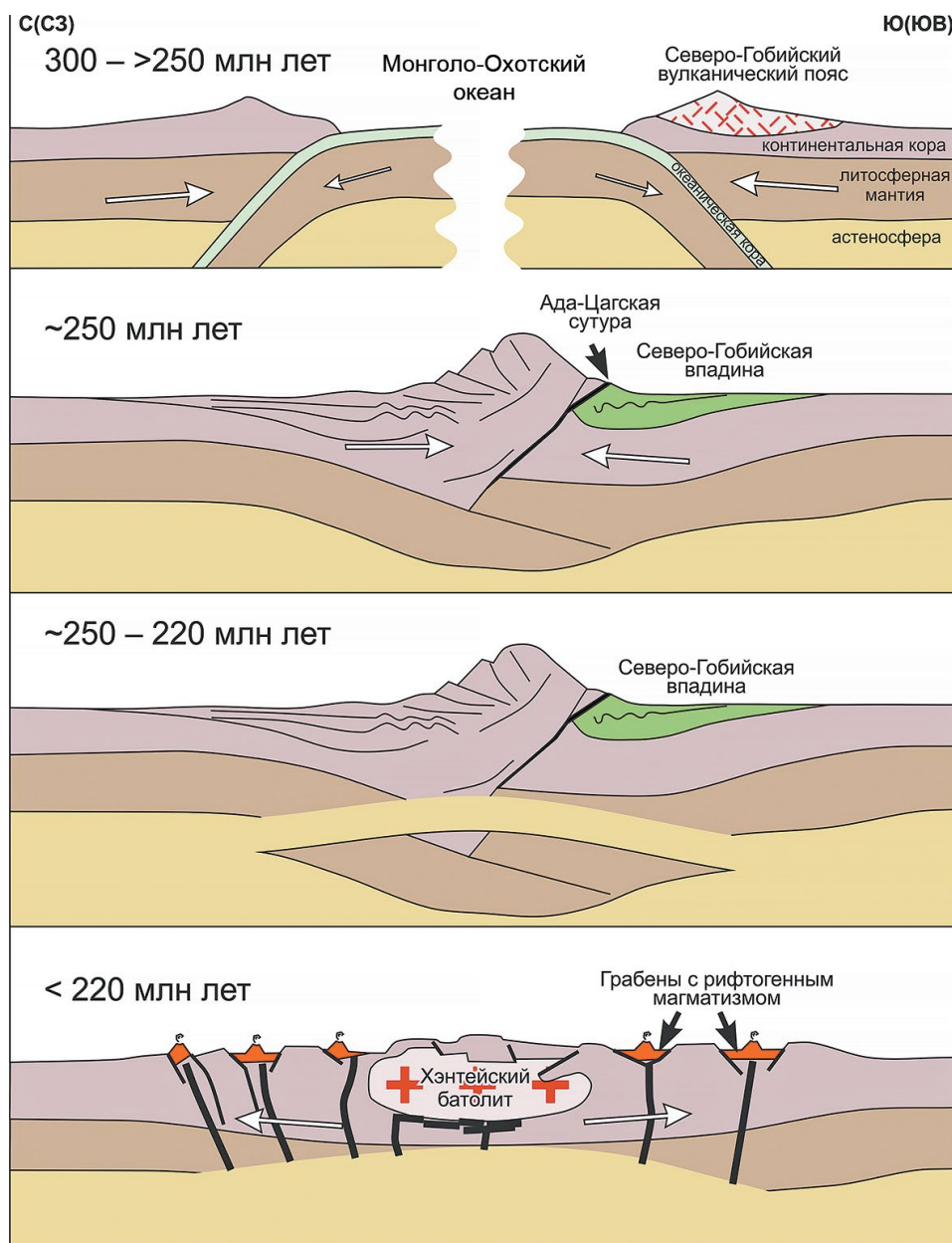


**Рис. 14.** Составы кислых пород бимодальных ассоциаций на дискриминантных диаграммах: (а) Nb—Y по (Pearce et al., 1984) и (б) Y—Nb—Ce по (Eby, 1992).

Поля составов гранитоидов: WPG — внутриплитных, ORG — океанических хребтов, VAG+syn-COLG — вулканических дуг и синколлизионных, A<sub>1</sub> — рифтогенных, преимущественно мантийной природы, A<sub>2</sub> — постколлизионных, преимущественно коровой природы. Условные обозначения см. на рис. 8.

совпадает с поясом прогибов и грабенов, который обрамляет сводовое поднятие Хэнтейского батолита. Эта зона характеризуется развитием относительно небольших, часто гипабиссальных массивов гранитоидов и полей вулканических пород преимущественно субщелочного и щелочного ряда (Коваленко и др., 1984), в том числе бимодальных вулканических ассоциаций и массивов щелочных гранитов. В Центральной Монголии к востоку от рассматриваемого нами района к тому же типу

ассоциаций относятся позднеэриасовые (220–210 млн лет; Ярмолук и др., 2019а) щелочные гранитоиды, слагающие ряд массивов, которые прослеживаются в северо-восточном направлении более чем на 450 км. Их выходы сопровождаются субвулканическими и вулканическими проявлениями пород повышенной щелочности (трахириолитами, щелочными риолитами), которые остаются пока слабо изученными в геохронологическом отношении.



**Рис. 15.** Модель геодинамической эволюции Хэнтейского сегмента Монголо-Охотского пояса. 300–>250 млн лет – этап двусторонней субдукции Ада-Цагской ветви Монголо-Охотского океана; ~250 млн лет – коллизия и прекращение субдукции, контролировавшей образование Северо-Гобийского вулканического пояса; ~250–220 – деляминация и создание условий для появления астеносферы в основании континентальной коры региона; <220 млн лет – развал орогена над астеносферным выступом, обеспечивший формирование Хэнтейского зонального магматического ареала.

Бимодальные вулканические ассоциации с участием щелочных гранитоидов также широко проявлены по северному (Западно-Забайкальскому) обрамлению Хэнтэйской части МОП (Воронцов и др., 2007). Здесь выделяются цаган-хуртейская и харитоновская базальт-пантеллеритовые вулканические ассоциации, возраст которых оценивается около 214–207 млн лет (Литвиновский и др., 2001; Воронцов и др., 2004). С ними сопряжены щелочные гранитоиды малокуналейского комплекса, имеющие тот же возраст (Reichow et al., 2010). Формирование бимодальных и щелочно-гранитоидных комплексов здесь связывалось с рифтогенезом и участием в магматизме обогащенной мантии (Литвиновский и др., 2001; Ярмолюк и др., 2002).

Общей особенностью позднетриасового бимодального и щелочно-гранитоидного магматизма в Хэнтэйском сегменте МОП является связь с грабенами, указывающая на рифтогенный режим его формирования. Эти грабены, как правило, имеют субширотную или северо-восточную ориентировку, согласующуюся с региональным структурным планом, который задается здесь складчатыми структурами МОП. Структуры растяжения, фиксируемые грабенами и дайковыми поясами, отмечаются не только по всему обрамлению зонального ареала, но и в его осевой части (Антипин, Одгэрэл, 2016), свидетельствуя тем самым, что режим продольного растяжения охватывал всю территорию Хэнтэйского сегмента МОП. С учетом того, что позднетриасовый магматизм возобновился в регионе после паузы продолжительностью >30 млн лет, которая пришлась на время закрытия и орогенеза в этой части МОП, можно предположить, что режим растяжения отвечал фазе развала орогена. С этим вполне согласуется отсутствие складчатых деформаций в позднетриасовых магматических толщах, свидетельствующее об отсутствии стрессовых воздействий в регионе после их образования. Все это заставляет искать причины возобновления позднетриасового магматизма в процессах, не связанных с субдукционным этапом развития МОП.

#### *Плюм-литосферное взаимодействие и образование Хэнтэйского ареала*

Вопрос о природе раннемезозойского магматизма в западной части МОП давно обсуждается в литературе. В работе (Зоненшайн и др., 1976) авторы связывали его с особой геодинамической обстановкой Монголо-Охотского типа, которая объясняла зональное распределение разных по составу магматических комплексов формированием МОП над перекрытым спрединговым центром по модели образования магматической провинции Бассейнов и Хребтов запада Северной Америки. Позднее, в связи с получением данных о главенстве процессов конвергенции на завершающих

стадиях развития МОП были сформулированы представления о субдукционной природе раннемезозойского магматизма (Zorin, 1999; Kravchinsky et al., 2002; Парфенов и др., 2003; Tomurtogoo et al., 2005; Donskaya et al., 2013 и др.). Согласно с ними, субдукция контролировала магматизм в северном обрамлении МОП начиная с позднего палеозоя и завершилась только в конце раннего мезозоя в результате закрытия океанического бассейна (Zorin, 1999; Donskaya et al., 2013).

Эта модель в приложении к раннемезозойскому ареалу вызывает ряд вопросов. Во-первых, коллизия в Хэнтэйском сегменте завершилась к началу триаса, что исключает более позднее продолжение субдукционных процессов в его пределах. Во-вторых, эта модель не объясняет особенности распределения магматических комплексов в строении Хэнтэйского раннемезозойского зонального магматического ареала, не зависящие от структур этой части МОП. Для объяснения отмеченных особенностей магматического ареала нами была предложена модель, предполагающая участие в его образовании мантийного плюма (Коваленко и др., 2003; Ярмолюк и др., 2002). В основу модели были положены данные о том, что мантийные магмы в виде базальтов и даек основных пород участвовали не только в образовании периферической зоны ареала, но и его центральных участков, что указывает на присутствие мантийного источника расплавов и тепла в основании всего магматического ареала. Различия в составе продуктов — преимущественно гранитоиды в центре ареала и ассоциации с участием базальтов по периферии — объясняются разными масштабами плюм-литосферного взаимодействия в пределах орогенной области. Батолиты коровых гранитоидов занимают значительную площадь в осевой части орогенной области, характеризующуюся наиболее мощной корой, а мантийный магматизм проявлен по ее обрамлению. Эти особенности проявления магматизма позволяют предположить, что основание орогенной области подверглось активному плавлению, попав под воздействие горячих мантийных магм. Скорее всего, этому способствовал коллапс орогенной области, который привел к деламинации литосферного кила орогена и возникновению на его месте ловушки для мантийного плюма. По-видимому, это был тот же плюм, который участвовал в формировании позднепермской–раннетриасовой Хангайской магматической области (Ярмолюк и др., 2019) и который в результате вращения Сибирского континента по часовой стрелке в раннем мезозое, скорее всего, оказался в основании Хэнтэйского региона (Kuzmin et al., 2010). Воздействие горячей мантии непосредственно на мощную кору инициировало образование большого объема коровых магм, тогда как в участках с менее мощной корой мантийные

магмы могли проникать к поверхности, формируя ассоциации с участием основных пород (рис. 15).

Результаты, полученные в ходе изучения бимодальных ассоциаций Центральной Монголии, дают дополнительные аргументы в поддержку этой модели. Геологические и геохронологические характеристики этих ассоциаций свидетельствуют об их образовании после завершения коллизии с большим возрастным отрывом. Их формирование было связано с процессами рифтогенеза, которые, скорее всего, протекали на стадии распада орогена, а участвующие в их составе магматические породы несут геохимические характеристики подлитосферного магматизма.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Бимодальные базальт–щелочно-риолитовые ассоциации Центральной Монголии объединяют породы широкого диапазона составов – трахибазальты, тразиандезибазальты, трахиты, трахидациты, щелочные риолиты, и, как правило, сопровождаются щелочными гранитоидами. Весь этот комплекс пород формировался в результате дифференциации исходных базальтовых расплавов повышенной щелочности. Их геохимической особенностью являлось обогащение несовместимыми элементами, которые в процессе фракционирования накапливались в остаточных расплавах, вплоть до рудных содержаний.

Геохимические и изотопные характеристики пород бимодальных ассоциаций указывают на плюм-литосферное взаимодействие при образовании их исходных расплавов. Плюмовая составляющая по составу была близка к источнику ОИВ, литосферный компонент отвечал литосферной мантии, метасоматизированной в ходе субдукционных процессов со стороны Монголо-Охотского океана.

Бимодальный и сопряженный с ним щелочно-гранитоидный магматизм в Центральной Монголии проявился в конце триаса–начале юры в интервале между 220 и 195 млн лет.

Магматизм был связан с режимом рифтогенеза, который проявился в регионе спустя более 30 млн лет после начала орогении в Хэнтейском сегменте МОП и, по-видимому, был связан с распадом орогена. Это позволяет говорить о завершении коллизионных процессов в рассматриваемом регионе в конце перми–начале триаса, что подтверждает клавишное закрытие Монголо-Охотского океана в Монголо-Забайкальской его части. Разрыв во времени между закрытием отдельных сегментов пояса составлял десятки миллионов лет: Хангайский сегмент закрылся к 300 млн лет, Хэнтейский к 250 млн лет, Агинский к 170 млн лет. Такие временные интервалы между образованием отдельных участков МОП, очевидно, указывают на независимую

природу террейнов, определявших его южную границу, и разное время их аккреции к южному краю Сибирского континента, фиксируемому Монголо-Охотской сутурой.

*Благодарности.* Авторы выражают благодарность рецензентам А.А. Воронцову и С.В. Хромых, замечания и предложения которых способствовали более четкому изложению материалов статьи.

*Источники финансирования.* Работа выполнена в лаборатории редкометального магматизма ИГЕМ РАН по теме государственного задания. Сопоставление геохронологических данных и построение геодинамической модели выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 22-17-00033).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Андреева И.А., Коваленко В.И. Эволюция магм трахидацитов и пантеллеритов бимодальной ассоциации вулканитов проявления Дзарта-Худук, Центральная Монголия: по данным изучения включений в минералах // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 363–385.

Андреева И.А., Борисовский С.Е., Ярмолук В.В. Комендитовые расплавы раннемезозойской бимодальной ассоциации Сант (Центральная Монголия) и механизмы их формирования // Докл. АН. 2018. Т. 481. № 4. С. 400–406.

Андреева И.А., Ярмолук В.В., Борисовский С.Е. Состав и условия формирования магм щелочно-салических пород раннемезозойской бимодальной ассоциации Ада-Цаг Хархоринской рифтовой зоны Центральной Азии (данные изучения расплавных включений в минералах) // Докл. АН. Науки о Земле. 2023. Т. 509. № 2. С. 74–83.

Антипин В.С., Одгэрэл Д. Абдар-Хошутулинская интрузивно-дайковая серия: эволюция и условия образования гранитоидов различных геохимических типов в раннемезозойском ареале магматизма (Центральная Монголия) // Петрология. 2016. Т. 24. № 5. С. 537–553.

Воронцов А.А., Ярмолук В.В., Лыхин Д.А. и др. Магматизм и геодинамика раннемезозойской Северо-Монгольской–Западно-Забайкальской рифтовой зоны: по результатам геохронологических, геохимических и изотопных (Sr, Nd, Pb) исследований // Петрология. 2007. Т. 15. № 1. С. 37–60.

Воронцов А.А., Ярмолук В.В., Байкин Д.Н. Строевание и состав раннемезозойской вулканической серии Цаган-Хуртейского грабена (Западное Забайкалье): геологические, геохимические и изотопные данные // Геохимия. 2004. № 11. С. 1186–1202.

Геология Монгольской Народной Республики. М.: Недра, 1973. Т. 2. 751 с.

Гордиенко И.В. Роль островодужно-океанического, коллизионного и внутриплитного магматизма в формировании континентальной коры Монголо-Забайкальского региона: по структурно-геологическим, геохронологическим и Sm-Nd изотопным данным // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 1. С. 1–47.

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

Гордиенко И.В., Метелкин Д.В., Ветлужских Л.И. Строение Монголо-Охотского складчатого пояса и проблема выделения амурского микроконтинента // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 3. С. 318–341.

Диденко А.Н., Каплун В.Б., Малышев Ю.Ф., Шевченко Б.Ф. Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 629–647.

Диденко А.Н., Ефимов А.С., Нелюбов П.А. и др. Структура и эволюция земной коры области сочленения Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы: профиль 3-ДВ Сковородино–Томмот // Геология и геофизика. 2013. Т. 52. № 10. С. 2122–2131.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др. Позднетриасовая Катаевская вулканоплутоническая ассоциация Западного Забайкалья – фрагмент активной континентальной окраины Монголо-Охотского океана // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 1. С. 30–49.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Моралев В.М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 232 с.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. В 2 кн. М.: Недра, 1990. 328 с.

Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Турутанов Е.Х. и др. Террейны Восточной Монголии и Центрального Забайкалья и развитие Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 1. С. 11–25.

Карта геологических формаций Монгольской Народной Республики. Масштаб 1:1500000. Ред. А.Л. Яншин. М.: ГУГК СССР, 1989.

Карта мезозойской и кайнозойской тектоники Монгольской Народной Республики. Масштаб: 1:1500000. Гл. ред. А.Л. Яншин. 1979.

Коваленко В.И., Кузьмин В.И., Антипин В.С. Мезозойский магматизм Монголо-Охотского пояса и его возможная геодинамическая интерпретация // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1984. № 7. С. 93–107.

Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Сальникова Е.Б. и др. Источники магматических пород и происхождения раннемезозойского тектономагматического ареала Монголо-Забайкальской магматической области: 1. Геологическая характеристика и изотопная геохронология // Петрология. 2003. Т. 11. № 2. С. 164–178.

Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Андреева И.А. и др. Типы магм и их источники в истории Земли. Редкометальный магматизм: ассоциации пород, состав и источники магм, геодинамические обстановки формирования. Центр инновационных проектов М.: ИГЕМ РАН, 2006. Т. 2. 280 с.

Коваль П.В. Региональный геохимический анализ гранитоидов. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1998. 494 с.

Кузьмин М.И., Кравчинский В.А. Первые палеомагнитные данные по Монголо-Охотскому поясу // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 1. С. 54–62.

Литвиновский Б.А., Ярмолук В.В., Воронцов А.А. и др. Позднетриасовый этап формирования Монголо-Забайкальской щелочно-гранитной провинции: данные изотопно-геохимических исследований // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 3. С. 445–455.

Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии. М.: Наука, 1975. 307 с.

Метелкин Д.В., Гордиенко И.В., Климук В.С. Палеомагнетизм верхнеюрских базальтов Забайкалья: новые данные о времени закрытия Монголо-Охотского океана и мезозойской внутриплитной тектонике Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 10. С. 1061–1073.

Монгол улсын мезозой-кайнозойн тектоникийн зураг. Масштаб 1:1 000 000. Гл. ред. О. Томуртоого. 2010.

Моссаковский А.А., Томуртоого О. Верхний палеозой Монголии. М.: Наука, 1976. 128 с.

Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртоого О. Проблемы тектоники Монголо-Охотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18. № 5. С. 24–44.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.

Руженцев С.В., Некрасов Г.Е. Тектоника Агинской зоны (Монголо-Охотский пояс) // Геотектоника. 2009. № 1. С. 39–58.

Тектоника Монгольской Народной Республики. М.: Наука, 1974. 284 с.

Турченко С.И. Металлогения мантийных плюмов и ассоциирующих с ними тектономагматических структур // Региональная геология и металлогения. 2021. № 87. С. 102–109.

- Ярмолук В.В., Коваленко В.И. Рифтогенный магматизм активных континентальных окраин и его рудоносность. М.: Наука, 1991. 263 с.
- Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика ранне-мезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. 2002. № 4. С. 42–63.
- Ярмолук В.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А. и др. Рифтогенный магматизм западной части ранне-мезозойской Монголо-Забайкальской магматической области: результаты геохронологических исследований // Докл. АН. 2017. Т. 475. № 6. С. 669–675.
- Ярмолук В.В., Козловский А.М., Сальникова Е.Б., Энжигин Г. Ранне-мезозойский щелочной магматизм западного обрамления Монголо-Охотского пояса: время формирования и структурная позиции // Докл. АН. 2019а. Т. 488. № 1. С. 62–66.
- Ярмолук В.В., Козловский А.М., Травин А.В. и др. Длительность формирования и геодинамическая природа гигантских батолитов Центральной Азии: данные геологических и геохронологических исследований Хангайского батолита // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019б. Т. 27. № 1. С. 79–102.
- Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. Тектоно-магматическая зональность, источники магматических пород и геодинамика ранне-мезозойской Монголо-Забайкальской области // Геотектоника. 2002. № 4. С. 42–63.
- Arzhannikova A.V., Demonterova E.I., Jolivet M. et al. Segmental closure of the Mongol-Okhotsk Ocean: insight from detrital geochronology in the East Transbaikalia Basin // Geosci. Frontiers. 2022. V. 13. № 1. 101254.
- Ayalew D., Gibson S.A. Head-to-tail transition of the Afar mantle plume: Geochemical evidence from a Miocene bimodal basalt–rhyolite succession in the Ethiopian Large Igneous Province // Lithos. 2009. V. 112. P. 461–476.
- Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of central Asia // J. Asian Earth Sci. 2002. V. 21. P. 87–110.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U–Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.
- Bonin B. Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to withinplate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review // Lithos. 2004. V. 78. P. 1–24.
- Bussien D., Gombojav N., Winkler W., Quadt A. The Mongol-Okhotsk belt in Mongolia – an appraisal of the geodynamic development by the study of sandstone provenance and detrital zircons // Tectonophysics. 2011. V. 510. P. 132–150.
- Cogné J.-P., Kravchinsky V.A., Halim N., Hankard F. Late Jurassic–early Cretaceous closure of the Mongol-Okhotsk Ocean demonstrated by new Mesozoic palaeomagnetic results from Trans-Baikal area (SE Siberia) // Geophysic. J. Int. 2005. V. 163. P. 813–832.
- Dergunov A.B., Kovalenko V.V., Ruzhentsev S.V., Yarmolyuk V.V. Tectonics, Magmatism, and Metallogeny of Mongolia. Taylor & Francis Group, 2001. 288 p.
- Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. Late Paleozoic–Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // J. Asian Earth Sci. 2013. V. 62. P. 79–97.
- Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology. 1992. V. 20. P. 641–644.
- Espinoza F., Morata D., Polvé M. et al. Bimodal back-arc alkaline magmatism after ridge subduction: pliocene felsic rocks from Central Patagonia (47°S) // Lithos. 2008. V. 101. P. 191–217.
- Ganbat A., Tsujimori T., Miao L. et al. Age, petrogenesis, and tectonic implications of the late Permian magmatic rocks in the Middle Gobi volcanoplutonic Belt, Mongolia // Island Arc. 2022. V. 31. № 1. 12457.
- Guo Z.H., Yang Y.T., Zyabrev S., Hou Z.H. Tectonostratigraphic evolution of the Mohe–Upper Amur Basin reflects the final closure of the Mongol-Okhotsk Ocean in the Latest Jurassic – Earliest Cretaceous // J. Asian Earth Sci. 2017. V. 145 (B). P. 494–511.
- 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. Amsterdam: Elsevier, 2003. V. 3: The Crust. P. 593–659.
- Kravchinsky V.A., Cogné J.P., Harber W.P., Kuzmin M.I. Evolution of the Mongol–Okhotsk Ocean as constrained by new palaeomagnetic data from the Mongol–Okhotsk suture zone, Siberia // Geophys. J. Int. 2002. V. 148. P. 34–57.
- 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. Rev. 2010. V. 102. P. 29–59.
- Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite // Eds. D.G. Gee, V.L. Pease. The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica. Geol. Soc. London Memoirs. 2004. P. 69–74.

- Ludwig K.R.* SQUID 1.12 A User's Manual. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley: Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., 2005. 22 p.
- Ludwig K.R.* User's manual for Isoplot 3.70. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley: Berkeley Geochronology Center Spec. Publ., 2008. 75 p.
- MacDonald R.* Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks // *Bull. Volcanol.* 1974. V. 38. P. 498–516.
- Miao L., Zhu M., Liu C. et al.* Detrital-zircon age spectra of neoproterozoic-paleozoic sedimentary rocks from the Ereendavaa Terrane in NE Mongolia: Implications for the early-stage evolution of the Ereendavaa Terrane and the Mongol-Okhotsk Ocean // *Minerals.* 2020. V. 10. № 9. P. 742.
- Narantsetseg T., Orolmaa D., Yuan C. et al.* Early-middle Paleozoic volcanic rocks from the Ereendavaa Terrane (Tsarigiin gol area, NE Mongolia) with implications for tectonic evolution of the Kherlen massif // *J. Asian Earth Sci.* 2019. V. 175. P. 138–157.
- Natali C., Beccaluva L., Bianchini G., Siena F.* Rhyolites associated to Ethiopian CFB: Clues for initial rifting at the Afar plume axis // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 312. P. 59–68.
- Pearce J.A.* Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // *Lithos.* 2008. V. 100. P. 14–48.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 956–983.
- Pearce J.A., Ernst R.E., Peate D.W., Rogers Ch.* LIP printing: Use of immobile element proxies to characterize Large Igneous Provinces in the geologic record // *Lithos.* 2021. V. 392–393. 106068.
- Reichow M.K., Litvinovsky B.A., Parrish R.R., Saunders A.D.* Multi-stage emplacement of alkaline and peralkaline syenite-granite suites in the Mongolian-Transbaikalian Belt, Russia: evidence from U-Pb geochronology and whole-rock geochemistry // *Chem. Geol.* 2010. V. 273. P. 120–135.
- Rudnick R.L., Gao S.* Composition of the Continental Crust // *Treatise Geochem.* 2014. V. 4. P. 1–51.
- Ruppen D., Knaf A., Bussien D. et al.* Restoring the Silurian to Carboniferous northern active continental margin of the Mongol–Okhotsk Ocean in Mongolia: hangay–hentey accretionary wedge and seamount collision // *Gondwana Res.* 2014. V. 25. № 4. P. 1517–1534.
- Sorokin A.A., Smirnova Yu.N., Kotov A.B. et al.* 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) // *Geochem. Int.* 2015. V. 53. P. 534–544.
- Sorokin A.A., Zaika V.A., Kovach V.P. et al.* Timing of closure of the eastern Mongol–Okhotsk Ocean: Constraints from U–Pb and Hf isotopic data of detrital zircons from metasediments along the Dzshagdy Transect // *Gondwana Res.* 2020. V. 81. P. 58–78.
- Stacey J.S., Kramers I.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jäger E.* Subcommittee on geochronology: Convention of the use of decay constants in geo- and cosmochemistry // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. P. 359–362.
- Sun S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes // *Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. Magmatism in the Ocean Basins. Geol. Soc. London.* 1989. Spec. Publ. V. 42. P. 313–345.
- Tanaka T., Togashi S., Kamioka et al.* JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // *Chem. Geol.* 2000. V. 168. P. 279–281.
- Tang J., Xu W-L., Wang F. et al.* Early Mesozoic southward subduction history of the Mongol–Okhotsk oceanic plate: Evidence from geochronology and geochemistry of Early Mesozoic intrusive rocks in the Erguna Massif, NE China // *Gondw. Res.* 2016. V. 31. P. 218–240.
- Tomurtogoo O., Windley B.F., Kröner A. et al.* Zircon age and occurrence of the Adaatsag ophiolite and Muron shear zone, central Mongolia: constraints on the evolution of the Mongol–Okhotsk ocean, suture and orogen // *J. Geol. Soc. London.* 2005. V. 162. P. 125–134.
- Turner S., Sandiford M., Foden J.* Some geodynamic and compositional constraints on “postorogenic” magmatism // *Geology.* 1992. V. 20. P. 931–934.
- Van der Voo R., van Hinsbergen D.J.J., Domeier M. et al.* Latest Jurassic–earliest Cretaceous closure of the Mongol–Okhotsk Ocean: A paleomagnetic and seismological-tomographic analysis // *Geol. Soc. Amer. Special Paper.* 2015. V. 513. P. 1–18.
- Wang T., Tong Y., Zhang L. et al.* Phanerozoic granitoids in the central and eastern parts of Central Asia and their tectonic significance // *J. Asian Earth Sci.* 2017. V. 145. P. 368–392.
- Wiedenbeck M.P.A., Corfu F., Griffin W.L. et al.* Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // *Geostand. Geoanal. Res.* 1995. V. 19. P. 1–23.
- Williams I.S.* U–Th–Pb geochronology by ion microprobe // *Applications in microanalytical*

techniques to understanding mineralizing processes. *Rev. Econom. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.

Wilson M. Igneous petrogenesis: a global approach. London: Unwin Hyman, 1989. 466 p.

Yarmolyuk V.V., Kozlovsky A.M., Kudryashova E.A., Oyunchimeg Ts. Structure, age, and evolution of the late mesozoic eastern Mongolian Volcanic Belt // *Stratigraphy and Geological Correlation*. 2023. V. 31. Suppl. 1. S29–S51.

Yun F., Liu Y.F., Jiang S.H., Bai D.M. Zircon SHRIMP U-Pb dating of the alkaline syenite stock in the Khuld rare earth element mineralized district of central south Mongolia and its geological implications // *Acta Geosci. Sinica*. 2010. V. 31. P. 365–372.

Zhao P., Xu B., Jahn B.M. The Mongol-Okhotsk Ocean subduction-related Permian peraluminous granites in northeastern Mongolia: Constraints from

zircon U-Pb ages, whole-rock elemental and Sr-Nd-Hf isotopic compositions // *J. Asian Earth Sci.* 2017. V. 144. P. 225–242.

Zhu M., Zhang F., Miao L. et al. Geochronology and geochemistry of the Triassic bimodal volcanic rocks and coeval A-type granites of the Olzit area, Middle Mongolia: Implications for the tectonic evolution of Mongol–Okhotsk Ocean // *J. Asian Earth Sci.* 2016. V. 122. P. 41–57.

Zhu M., Pastor-Gal'an D., Miao L. et al. Evidence for early Pennsylvanian subduction initiation in the Mongol–Okhotsk Ocean from the Adaatsag ophiolite (Mongolia) // *Lithos*. 2023. V. 436–437. 106951.

Zorin Yu.A. Geodynamics of the western part of the Mongolia–Okhotsk collisional belt, Trans-Baikal region (Russia) and Mongolia // *Tectonophysics*. 1999. V. 306. P. 33–56.

## Early Mesozoic Bimodal Volcanic Sequences of the Central Mongolia: Implications for Evolution of Khentey Segment of the Mongol-Okhotsk Belt

V. V. Yarmolyuk<sup>1</sup>, A. M. Kozlovsky<sup>1</sup>, V. M. Savatenkov<sup>2</sup>, A. S. Novikova<sup>1</sup>, Ts. Oyunchimeg<sup>3</sup>

<sup>1</sup>*Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia*

<sup>3</sup>*Institute of Geology, Mongolian Academy of Sciences, Ulaanbaatar, Mongolia*

Volcanic sequences of bimodal basalt–trachyte–alkaline-rhyolite character with alkaline granites are widespread in the Central Mongolia. They outcrop within small sublatitudinal grabens scattered along the southern and western frame of the Khentey part of the Mongol-Okhotsk Belt. According to geochronological data, the bimodal magmatic activity occurred from the end of Triassic to start of Jurassic (220–195 Ma). Many rocks of bimodal sequences have high alkali content and rare metal signatures. Fractionation crystallization was the leading process causes an attainment of ore-level rare elements concentrations in the most differentiated melts. Mafic magmas enriched relative to the OIB in the majority of incompatible trace elements were primary melts for all rocks of these associations. At the same time, they show increased Ba and depleted Ta and Nb contents testify to participation of lithospheric mantle component in their source. The Nd and Sr isotopic ratios of the rocks corresponds to at least two magma sources identified as enriched asthenospheric mantle and subduction-modified lithospheric mantle. Bimodal magmatism in the Khentey segment of the Mongol-Okhotsk belt appeared ~30 Ma after the collision caused by the closure of the Ada-Tsag branch of the Mongol-Okhotsk Ocean at about 250 Ma. Rifting occurred along the entire frame of the Khentey segment of the belt and controlled this magmatism. It was initiated by collapse of the orogen with delamination of its keel caused the involvement of asthenospheric mantle in the Late Triassic–Early Jurassic magmatism of the region.

**Keywords:** Mongol-Okhotsk belt, bimodal magmatism, rare-metal felsic rocks, accretion, post-accretion magmatism

УДК 552.323.5

## КАЛИЕВЫЙ ЩЕЛОЧНОЙ ВУЛКАНИЗМ ВУЛКАНА АЛАИД (КУРИЛЬСКИЕ ОСТРОВА): РОЛЬ СУБДУКЦИОННОГО МЕЛАНЖА В МАГМОГЕНЕЗИСЕ<sup>1</sup>

Ю. А. Мартынов<sup>a</sup>, В. А. Рашидов<sup>b, \*</sup>, С. И. Дриль<sup>c, \*\*</sup>

<sup>a</sup>Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Россия

<sup>b</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

<sup>c</sup>Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, Иркутск, Россия

\*e-mail: rashidva@kscnet.ru

\*\*e-mail: sdriil@igc.irk.ru

Поступила в редакцию 20.07.2023 г.

После доработки 20.04.2024 г.

Принята в печать 10.05.2024 г.

Представлены новые данные по содержаниям главных элементов и микроэлементов, Sr-Nd-Pb изотопов в голоценовых высококалийных основных лавах вулкана Алаид, расположенного на севере Курильской островной дуги в зоне сочленения с Камчатским вулканическим сегментом. По петрохимическим критериям выделяются две группы разновозрастных пород — Ne-нормативные шошониты и высококалийные субщелочные базальты, близкие между собой по ряду геохимических признаков. Хондрит-нормализованные спектры распределения REE показывают обогащение LREE при плоских спектрах распределения HREE, отсутствие Eu- и Ce-аномалий, а нормализованные к MORB концентрации некогерентных элементов — обогащение LILE и хорошо выраженную негативную Ta-Nb-Ti аномалию, типичную для надсубдукционных вулканитов. Высокие  $K_2O/Rb$  и  $Rb/Sr$  значения свидетельствуют о присутствии в магматическом источнике биотита и амфибола, а низкие величины  $Sr/Y$  и плоские спектры распределения средних и тяжелых лантаноидов — об отсутствии граната в реститовом парагенезисе. Существенные вариации содержаний макро- и микрокомпонентов при близкой концентрации MgO свидетельствуют о гетерогенном магматическом источнике, а с учетом линейных трендов смещения на изотопных и дискриминационных диаграммах и экспериментальных данных предполагается вовлечение в магмогенезис не только перидотитовой мантии, но и амфибол-клинопироксенового минерального парагенезиса. Анализ литературных данных показывает, что в «холодных» островных дугах проявления калиевого щелочного магматизма, часто, если не во всех случаях, связано с зонами локального растяжения. Поскольку такие зоны связывают с адиабатическим подъемом горячей и пластичной астеносферы, можно предполагать вовлечение в плавление субдукционного меланжа, образованного вдоль границы слэба и надсубдукционной мантии, состоящего из гидратированных обломков ультрабазитов и метаморфизованной океанической коры, преобразованной в амфиболсодержащие пироксениты. Такой механизм позволяет логично объяснить геохимические и изотопные особенности аномального щелочного магматизма Курильской островной дуги, связь с аномальной тектоникой ее северного сегмента. Полученные результаты могут быть важны при обсуждении генезиса калиевых щелочных магм, проявленных в субдукционных геодинамических обстановках.

**Ключевые слова:** вулкан Алаид, Курильские острова, калиевый щелочной вулканизм, субдукционный меланж

**DOI:** 10.31857/S0869590324060047 **EDN:** ACGWQO

### ВВЕДЕНИЕ

Существующие кинематические и динамические модели островодужного магматизма предполагают водное плавление надсубдукционной

<sup>1</sup>Дополнительные материалы размещены в электронном виде по doi статьи.

мантии MORB- или OIB-типов, метаморфизованной компонентами погружающейся океанической плиты — водным флюидом и/или расплавом (Gill, 1981; Stolper, Newman, 1994; Stern, Killian, 1996; Tatsumi, 2005; Kelley et al., 2010; Leeman, 2020). Особенности сейсмичности и магматизма указывают на связь термального режима надсубдукционного мантийного клина с параметрами субдукции — конфигурацией границ литосферных плит, возрастом, скоростью и углом погружения океанической литосферы (Syracuse et al., 2010; van Keken et al., 2011; Maunder et al., 2019; Leeman, 2020). Субдукционный меланж, локализованный вдоль границы взаимодействующих плит, насыщенный водой, обломками ультрабазитов, измененных океанических базальтов, терригенными осадками (Marschall, Schumacher, 2012), не принимает участие в плавлении из-за охлаждающего влияния океанической плиты. Такие представления, согласующиеся с большинством природных и экспериментальных данных, позволяют реалистично моделировать физико-химические условия генерации и эволюции расплавов (например, Арискин, Бармина, 2000; Kimura, 2017). Неопределенности возникают при интерпретации аномальных явлений (Leeman, 2020), к которым можно отнести проявления высококалийного щелочного вулканизма. В Курильской островной дуге он локально распространен на ее северном фланге и связан с активностью крупнейшего в тыловой зоне вулкана Алаид (о. Атласова) (Мартынов, Рашидов, 2022). Выполненные нами геологические, геохимические и изотопные исследования позволяют лучше понять его происхождение, магматические источники и состав первичных магм, влияние динамических факторов на зарождение и эволюцию расплавов.

### КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

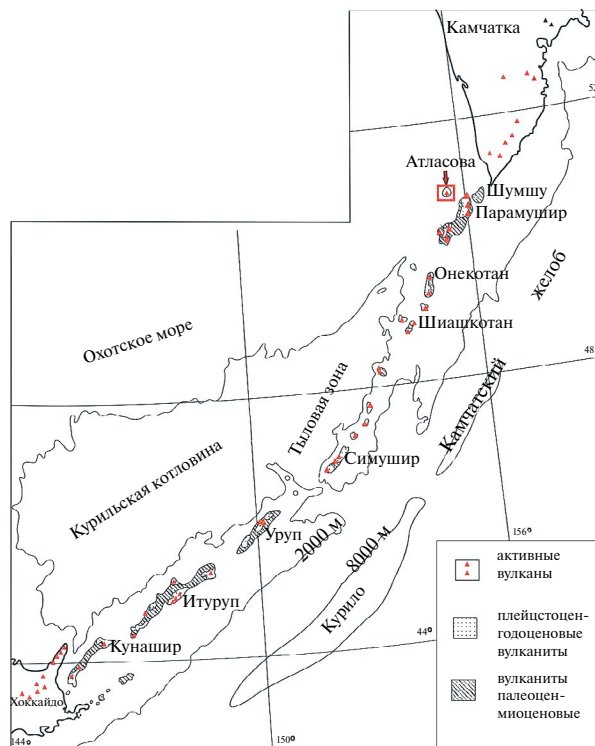
Курильская островная дуга (рис. 1), являющаяся наименее изученной субдукционной системой северо-западной части Тихого океана (Мартынов и др., 2012), при общей протяженности ~1150 км и ширине 100–200 км отличается постоянством субдукционных параметров. При скорости конвергенции ~8.6 см/год возраст океанической коры вблизи Курило-Камчатского желоба колеблется от 90 до 118 млн лет, незначительно возрастая в южном направлении. Поверхность погружающейся Тихоокеанской океанической плиты располагается под вулканическим фронтом на глубинах 94.2 км на юге и 92 км на севере (Syracuse, Abers, 2006). Мощность коры также меняется незначительно от 28–33 км на юге до 32–36 на севере (Злобин и др., 1987). Кроме повышенной мощности, о ее континентальной природе свидетельствуют находки ксенолитов метаморфических пород

— плагиоклаз-пироксеновых гранулитов и кристаллических сланцев (Подводный ..., 1992).

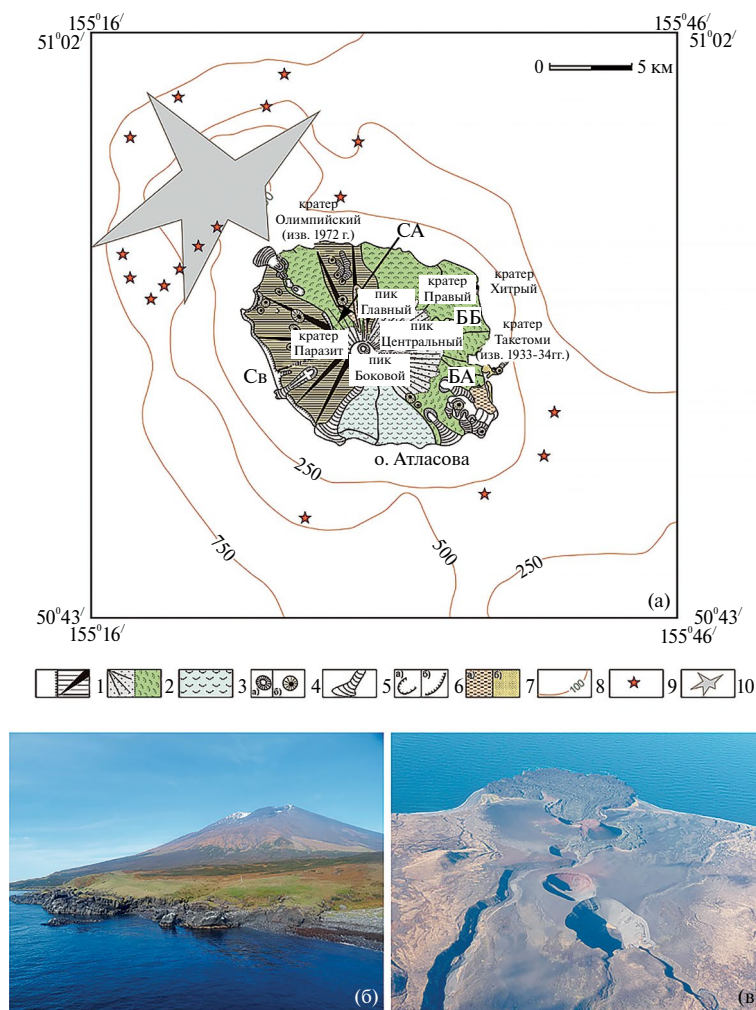
Курило-Камчатский глубоководный желоб заполнен океаническими осадками с примесью континентального (17–80 об. %) и кремнистого биогенного материала (~9 об. %), а также вулканического пепла (первые об. %) и небольшого количества карбонатов. Количество терригенных осадков незначительно увеличивается в южном направлении (Ishikawa, Tera, 1997; Dreyer et al., 2010; Li et al., 2023a, 2023b).

При постоянстве динамических параметров субдукции продольная геохимическая зональность вулканитов дуги рассматривается как следствие гетерогенного строения надсубдукционной литосферы. Так, северные острова подстилаются мантией, деплетированной в отношении радиогенных изотопов, но обогащенной некогерентными микроэлементами, а на состав магматических пород южных островов оказывали влияние тектоно-магматические процессы, связанные с раскрытием Курильской глубоководной котловины (Мартынов и др., 2010).

К особенностям тектонической позиции вулкана Алаид (рис. 1, 2), входящего в состав наземно-подводного вулканического массива Алаид, состоящего из острова-вулкана Алаид и подводного



**Рис. 1.** Схематическая карта Курильских островов, по (Мартынов и др., 2010) с небольшими изменениями.



**Рис. 2.** Схема строения вулканического массива Алаид (а), по (Абдурахманов и др., 1978; Блох и др., 2006а, 2006б) с изменениями. 1 — древний конус вулкана Алаид; 2 — молодой конус вулкана Алаид и его лавовые потоки; 3 — лавовые потоки центрального конуса вулкана Алаид; 4 — терминальный (а) и побочные латеральные шлаковые конусы (б) вулкана Алаид; 5 — лавовые потоки внутреннего и побочных шлаковых конусов вулкана Алаид; 6 — кратеры (а) и эрозионные уступы (б) вулкана Алаид; 7 — морская терраса (а) и пирокластические образования кратера Такетом (б); 8 — изобаты (м); 9 — подводные лавовые конусы; 10 — подводный вулкан Григорьева.

Вулкан Алаид 02.10.2020 г., вид с юго-востока (б). Прорыв Олимпийский (в). Фото В.А. Рашидова. СА — сейсмо-станция Алаид, Св — скала Свечка, БА — бухта Алаидская, ББ — бухта Баклан.

вулкана Григорьева (Блох и др., 2006а, 2006б, 2023), следует, по нашему мнению, отнести его природность к зоне сочленения Курильского и Камчатского сегмента Курило-Камчатской дуги. Эта зона характеризуется пересечением линейных зон повышенной проницаемости северо-западной и северо-северо-восточной ориентировки (Абдурахманов и др., 1978; Геолого-геофизический ..., 1987; Федорченко и др., 1989; Подводный ..., 1992; Диденко и др., 2021). Е.К. Мархинин (1967) предполагал существование питающего разлома северо-северо-восточного простирания, протягивающегося через вулканы хребта Карпинского, о. Парамушир. По данным (Сергеев, 1966), вулкан Алаид локализован в пределах четвертичной

вулcano-тектонической зоны, кулисообразно проходящей через активные камчатские вулканы Ксудач, Желтовский, Ильинский и Дикий Гребень. Под вулканом Алаид диагностируется область аномально низкого гравитационного поля (Бобошина и др., 1985) со значениями теплового потока, варьирующими в диапазоне 78–81 мВт/м<sup>2</sup> (Геолого-геофизический ..., 1987).

Глубина до сейсмофокальной зоны под вулканом Алаид составляет 220–230 км и является максимальной для Курильской островной дуги (Пискунов и др., 1979; Абдурахманов и др., 1981).

Для вулкана Алаид характерны этно-стромболианский, вулканский, вулканско-стромболианский и субплинианский типы извержений

(Абдурахманов и др., 1978; Федотов и др., 1982; Блох и др., 2006а, 2006б). Возраст современной вулканической постройки, не подтвержденный инструментальными методами, считается близким к 60 тыс. лет (Мелекесцев, 1980). В работе (Абдурахманов и др., 1978) предполагается, что древняя постройка вулкана имеет среднеплейстоценовый возраст, а молодая — верхнеплейстоценовый, причем распространение ранних вулкаников ограничено прибрежной полосой западного склона острова.

Современную постройку вулкана Алаид (рис. 2) от других наземных вулканов Курильской островной дуги отличает большое число наземных (не менее 36; Блох и др., 2023) и подводных паразитических кратеров со шлаковыми конусами, сконцентрированными как у его основания, так и на склонах. Подавляющее большинство побочных конусов приурочено к линии разлома северо-западного простираения (Горшков, 1967; Абдурахманов и др., 1978; Геолого-геофизический ..., 1987; Подводный ..., 1992; Varanov et al., 2002), однако можно выделить и непротяженные цепочки северо-северо-восточного простираения, соосные простираению Большой Курильской гряды. На одной из них располагается конус Такетоми, который начал извергаться в 1933 г. как подводный вулкан, присоединившись позднее к о-ву Атласова (Tanakadate, 1942; Рашидов, 2023). Кроме того, на подводных склонах острова-вулкана Алаид и на подводном вулкане Григорьева находится множество подводных конусов (рис. 2).

## МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В основу настоящего исследования положена оригинальная коллекция из 58 геологических проб (см. Supplementary<sup>2</sup> 1, ESM\_1) современной постройки вулкана Алаид, отобранных в ходе наземных и морских экспедиционных работ Института вулканологии и сейсмологии (ИВиС) ДВО РАН на семи разновысотных участках в период 1972–2013 гг. ([http://www.kscnet.ru/ivs/grant/grant\\_05/kurily/grigorjev.php](http://www.kscnet.ru/ivs/grant/grant_05/kurily/grigorjev.php); [http://www.kscnet.ru/ivs/grant/grant\\_06/06-3-A-08-326/index.html](http://www.kscnet.ru/ivs/grant/grant_06/06-3-A-08-326/index.html)).

Макро- и микроэлементный состав пород (см. Supplementary 2, ESM\_2) определялся в аналитическом центре Дальневосточного геологического

института (ДВГИ) ДВО РАН. Концентрации петрогенных компонентов определялись методами гравиметрии ( $\text{SiO}_2$ ) и атомно-эмиссионной спектроскопии с индуктивно связанной плазмой ( $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^*$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) с использованием спектрометра ICAP 6500 Duo (Thermo Electron Corporation, США). Определение концентраций микроэлементов выполнялось на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500 (Agilent Technologies, США). Для расчета концентраций использовали градуировку по сертифицированным растворам CLMS-1-4 фирмы SPEX (США) с концентрациями элементов 0.1; 1.0; 5.0 нг/мл и с контролем дрейфа сигнала по внутреннему стандарту. Нивелирование матричного эффекта достигалось путем разбавления готовых растворов проб для анализа в 10 000 раз, соответственно. Пределы обнаружения (ПО) оценивались по  $3\sigma$  критерию:  $\text{ПО} = C_{\text{контр}} + 3\sigma$ , где  $C_{\text{контр}}$  — величина среднего значения контрольного опыта,  $\sigma$  — среднеквадратичное отклонение его измерения по данным, полученным для контрольных проб. Для решения задачи обеспечения правильности полученных результатов применялись стандартные образцы базальтов JB-2, JB-3 и андезита JA-2 (Япония) (Imai et al., 1995). Для каждого стандартного образца при соответствующих условиях анализа находили соотношение  $C_{\text{ср}}/C_{\text{Атт}}$ , где  $C_{\text{ср}}$  — полученное среднее содержание,  $C_{\text{Атт}}$  — аттестованные значения. Относительное стандартное отклонение составило в среднем 5–10% для всех стандартных образцов.

Изотопные Sr-Nd-Pb характеристики базальтов (Supplementary 3, ESM\_3) были получены в ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» Института геохимии (ИГХ) СО РАН им. А.П. Виноградова (г. Иркутск) и в Институте геологии и геохронологии докембрия (ИГГД) РАН (г. Санкт-Петербург). В ИГХ СО РАН анализы изотопного состава Sr, Nd, Pb проводились на многоколлекторном масс-спектрометре MC-ICP-MS «Neptune Plus» в статическом режиме.

Выделение чистых фракций стронция из геологических проб осуществлялось по двухстадийной схеме (Birck, 1986). Измеренные отношения нормированы по  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$ . Правильность результатов определения изотопного состава  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  оценивалась по результатам измерения стандартных образцов, которые в процессе проведения аналитических работ составили: SRM-987 (2SD,  $n = 35$ ) —  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71026 \pm 3$ ; BCR-2 (2SD,  $n = 15$ ) —  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70501 \pm 1$  и AGV-2 (2SD,  $n = 19$ ) —  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70396 \pm 3$ .

Выделение чистых фракций неодима проводилось по принятым методикам (Yang et al., 2011). Нормализация изотопного состава  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  проводилась по  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Измерения изотопного состава и концентраций в стандартных

<sup>2</sup>В дополнительных материалах к русской онлайн-версии статьи на сайте <https://elibrary.ru/> и <https://link.springer.com> приведены:

Supplementary 1, ESM\_1.pdf — Описание и координаты образцов вулкана Алаид, о. Атласово, Курильские острова; Supplementary 2, ESM\_2.pdf — Содержание петрогенных оксидов и микроэлементов в представительных образцах вулкана Алаид; Supplementary 3, ESM\_3.pdf — Изотопный состав Sr, Nd и Pb в базальтах вулкана Алаид.

образцах дали следующие результаты: JNd1 (2SD,  $n = 40$ ) —  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512107 \pm 4$  (рекомендованное значение —  $0.512115 \pm 7$  (Tanaka et al., 2000)); BCR-2 (2SD,  $n = 48$ ) —  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512631 \pm 4$ ; AGV-2 (2SD,  $n = 22$ ) —  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512780 \pm 8$ .

Измерение изотопного состава свинца проводилось с использованием метода двойного изотопного разбавления. Применялся смешанный трассер  $^{207}\text{Pb} + ^{204}\text{Pb}$  со значениями  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в трассере в соответствии с рекомендациями (Rudge et al., 2009). Правильность результатов определения изотопного состава свинца оценивалась по результатам измерения стандартного образца NBS-981, нормированные изотопные отношения в котором равны:  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7029 \pm 35$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.4911 \pm 16$ ;  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9372 \pm 6$  (2SD,  $n = 22$ ).

В ИГГД РАН анализы изотопного состава Sr и Nd проводились на многоколлекторном масс-спектрометре TIMS Triton, а изотопного состава Pb — на многоколлекторном TIMS Finnigan-261 в статическом режиме. Подготовка проб для изотопных анализов Nd и Sr, включая химическое разложение и последующее выделение элементов методом ионообменной хроматографии, подробно описана в работе (Саватенков и др., 2004). Воспроизводимость результатов контролировалась определением состава стандартов La Jolla и SRM-987. За период измерений Sr полученное значение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в стандарте SRM-987 соответствовало  $0.710241 \pm 15$  ( $2\sigma$ ,  $n = 10$ ), а величина  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  в стандарте La Jolla

составила  $0.511847 \pm 8$  ( $2\sigma$ ,  $n = 12$ ). Изотопный состав Sr нормализован по  $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$ , а состав Nd — по  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . Изотопный состав Nd приведен к табличному значению стандарта La Jolla  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511860$ .

Химическое выделение Pb из пород проводилось по стандартной методике (Manhes et al., 1984). Поправку изотопных отношений Pb на фракционирование проводили по методике двойного изотопного разбавления с использованием трассера  $^{204}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ . Ошибки измерения изотопных отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , определенные по серии параллельных анализов стандарта породы BCR-1, не превышали 0.03%, 0.03% и 0.05% соответственно.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

### Петрография вулканитов

Первые сведения о минеральном составе пород, слагающих постройку острова-вулкана Алайд, были получены японскими исследователями (Kuno, 1935; Tanakadate, 1935a, 1935b; Tanakadate, Kuno, 1935), которые установили, что породы, слагающие побочный вулкан Такетоми (рис. 2), сложены авгитосодержащими оливин-плагиоклазовыми порфировыми базальтами. Базальты извержений вулкана Алайд, включая современные и относительно древние побочные конусы,

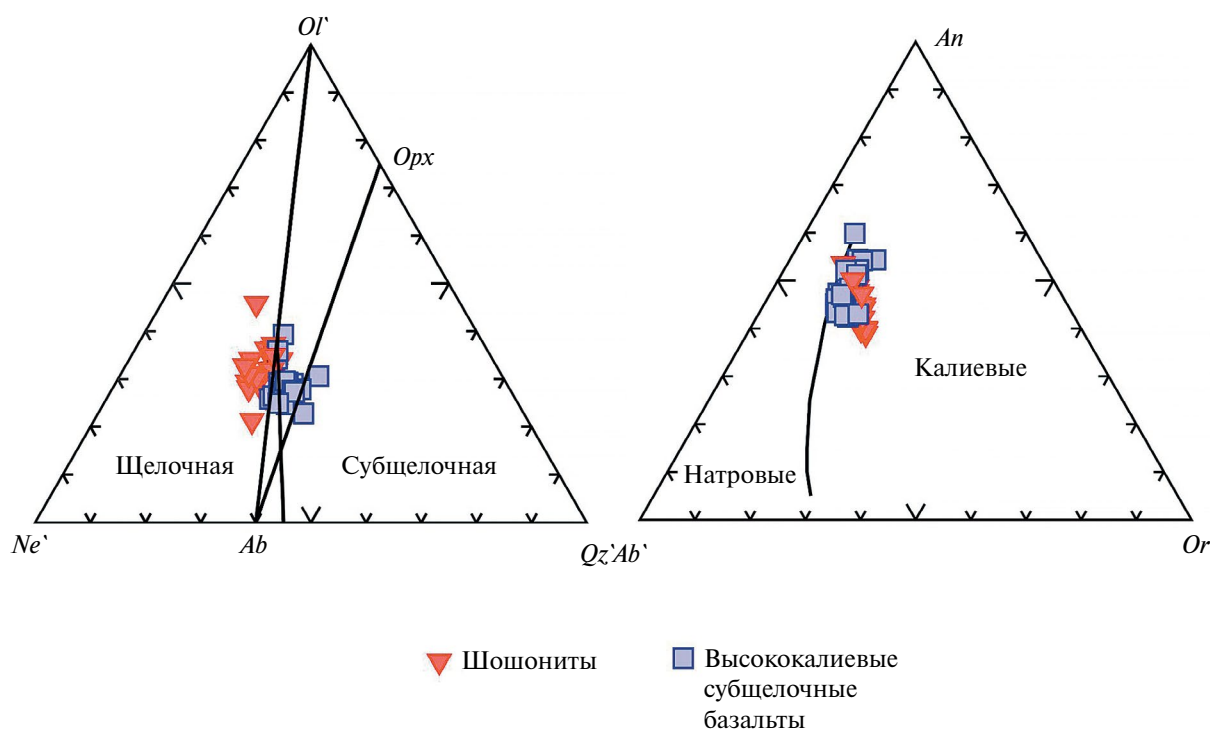


Рис. 3. Классификационные диаграммы (Irvine, Baragar, 1971).

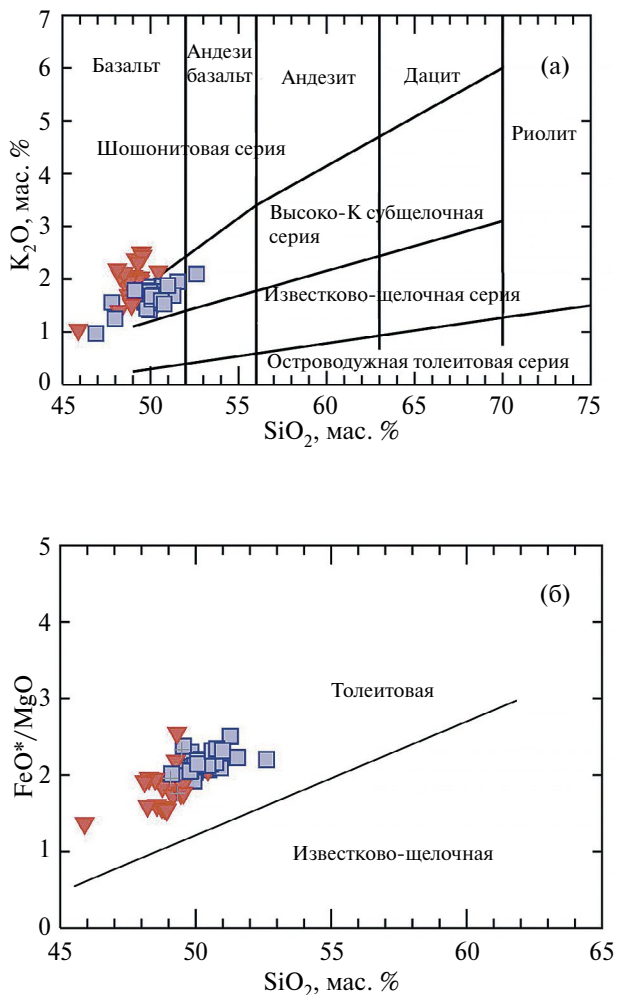
считались однотипными по составу минералов вкрапленников, среди которых резко преобладали пироксен-плагиоклазовые и плагиоклазовые парагенезисы при подчиненном развитии оливинсодержащих ассоциаций (Абдурахманов и др., 1978; Флеров и др., 1982; Хренов, 1982; Происхождение ..., 1985; Федорченко и др., 1989; Диденко и др., 2021).

Настоящие исследования показали, что это в большей мере справедливо для пород молодого конуса вулкана, лавовых потоков его центрального конуса и побочных латеральных шлаковых конусов. Базальты древнего конуса вулкана, развитые в западной части острова в районе скалы Свечка (рис. 2; Supplementary 1, ESM\_1), характеризуются широким развитием оливинсодержащих парагенезисов. Часто отмечаются крупнопорфировые оливин-клинопироксен-плагиоклазовые разности пород, в которых вкрапленники оливина и клинопироксена достигают размера 0.5–1 см, часто образуя гломеропорфировые сростания. В базальтах древнего конуса спорадически отмечаются мегакристы амфибола, достигающие 1–1.5 см по удлинению.

Базальты как молодого конуса вулкана и молодых шлаковых конусов, так и лавы древнего конуса вулкана содержат гомеогенные включения микрогаббро плагиоклаз-клинопироксенового состава. Кроме того, отмечены ксенолиты, представленные измененными породами прикратерной зоны (Авдейко и др., 1974, 1977; Абдурахманов и др., 1978; Богатиков, Цветков, 1988; Федорченко и др., 1989; Подводный ..., 1992 и др.), и пемзами, опробованными в районе извержения прорыва Олимпийский в 1972 г. (Флеров и др., 1978).

#### Макро- и микроэлементный состав вулканитов

Многочисленные отечественные исследователи в разные годы приводили фрагментарные сведения о составе горных пород, слагающих различные участки острова (Авдейко и др., 1974, 1977; Абдурахманов и др., 1978; Горшков, 1967; Горшков, Богоявленская, 1962; Мархинин, 1967; Подводный ..., 1982; Хренов, 1982; Флеров и др., 1982; Происхождение ..., 1985; Федорченко и др., 1989; Bergal-Kuvikas, 2015; Диденко и др., 2021). Обобщая цитируемые публикации, можно сделать вывод о том, что в продуктах извержений вулкана Алайд, включая современные и относительно древние побочные конусы, преобладают лейкократовые базальты, тогда как меланократовые базальты находятся в подчиненном количестве. Незначительное распространение имеют авгит-оливиновые и пироксен-оливиновые андезибазальты. Сопоставление составов базальтов извержений вулкана Алайд в 1981 г. (см. Supplementary 2, ESM\_2; Происхождение ..., 1985; Флеров и др., 1982) и 2015–2016 гг. (Диденко и др., 2021) позволяет сделать предположение о том, что в настоящее время наблюдается тенденция

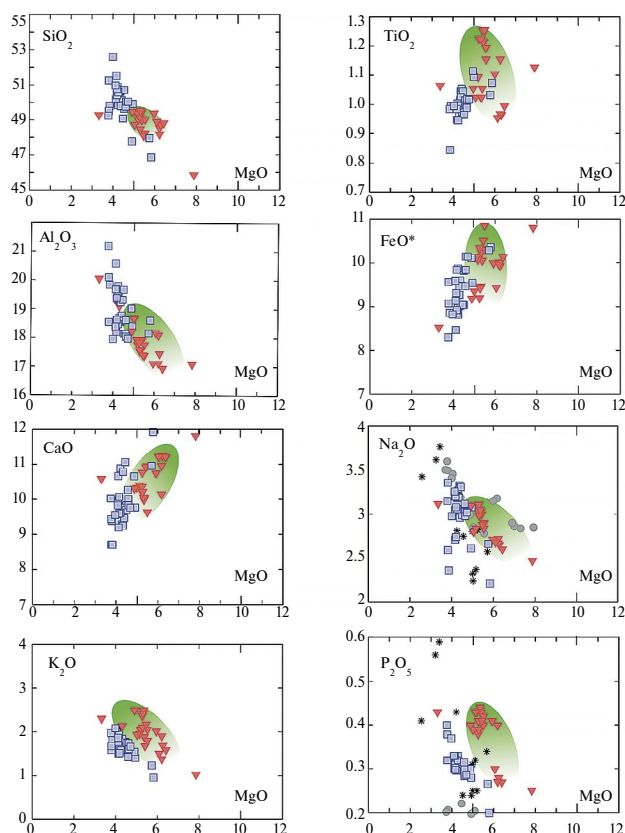


**Рис. 4.** Классификационные диаграммы (а) K<sub>2</sub>O–SiO<sub>2</sub> (Le Maitre et al., 1989, 2002; Peccerilo, Taylor, 1976) и (б) FeO\*/MgO–SiO<sub>2</sub> (Miyashiro, 1974). Условные обозначения см. рис. 3.

к повышению основности извергаемых лав. Является ли эта тенденция устойчивой, можно будет установить после изучения образцов извержения 2022 г., отобранных летом 2023 г. (Большаков и др., 2023).

Авторами изучена наиболее представительная в настоящее время коллекция базальтов вулкана Алайд (см. Supplementary 1, ESM\_1–Supplementary 3, ESM\_3; рис. 2). Это позволило выделить два петрохимических типа – высококальциевые субщелочные базальты и Ne-нормативные шошониты (рис. 3), хотя на геохимических диаграммах между ними отсутствуют четкие границы (рис. 4а, 4б).

По содержанию SiO<sub>2</sub> 56 из 58 проанализированных нами образцов (Supplementary 2, ESM\_2) соответствуют базальтам (SiO<sub>2</sub> < 52 мас. %). В координатах K<sub>2</sub>O–SiO<sub>2</sub> (рис. 4а) субщелочные лавы классифицируются как высококальциевые базальты



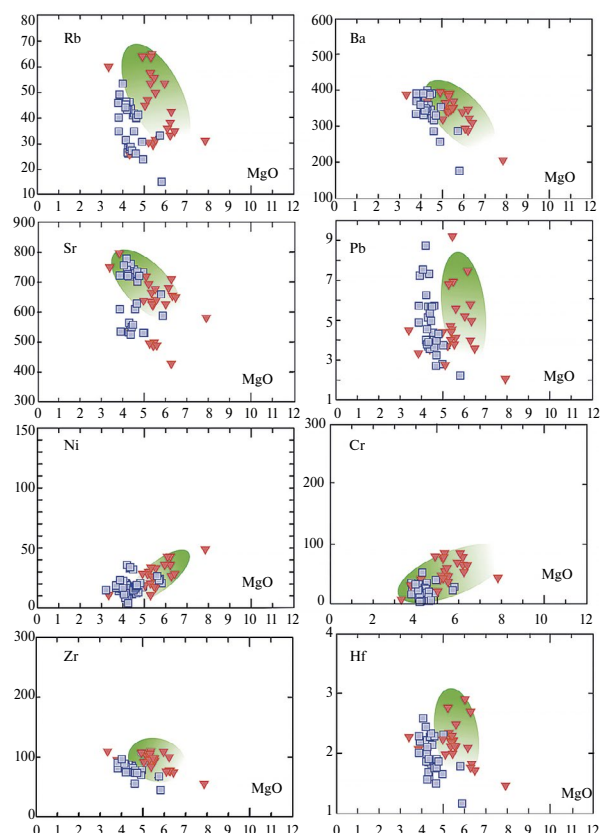
**Рис. 5.** Вариации содержаний петрогенных оксидов в лавах вулкана Алайд в зависимости от концентрации MgO.

Оксиды в мас. %. Залитое поле — щелочные лавы. Условные обозначения см. рис. 3.

известково-щелочной серии, а щелочные — как шошониты. На диаграмме  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ — $\text{SiO}_2$  (рис. 4б) оба типа лав попадают в поле толеитов. Вариации петрогенных компонентов относительно содержания MgO (мас. %) в базальтах, как индикатора фракционированности последних, представлены на рис. 5. Эти вариационные диаграммы показывают существование обособленных трендов по накоплению  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  в обоих типах базальтов. Уменьшение магнезиальности пород обоих типов сопровождается ростом содержаний  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и уменьшением  $\text{CaO}$  и  $\text{FeO}^*$ . Для  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  четко проявленные сериальные тренды отсутствуют.

Вариации некоторых микроэлементов — Rb, Ba, Sr, Pb, Ni, Cr, Zr, Hf, Nb относительно содержания MgO (мас. %) в базальтах представлены на рис. 6. Для всех этих элементов в зависимости от магнезиальности составы обоих типов базальтов образуют дискретные тренды или поля.

Конфигурация спектров распределения некогерентных элементов, нормализованных к N-MORB (рис. 7а) и хондриту (рис. 7б), в обоих типах пород



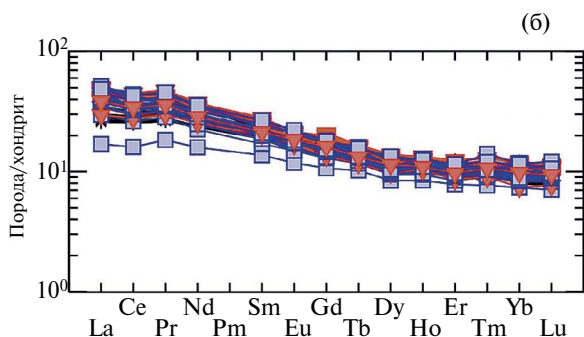
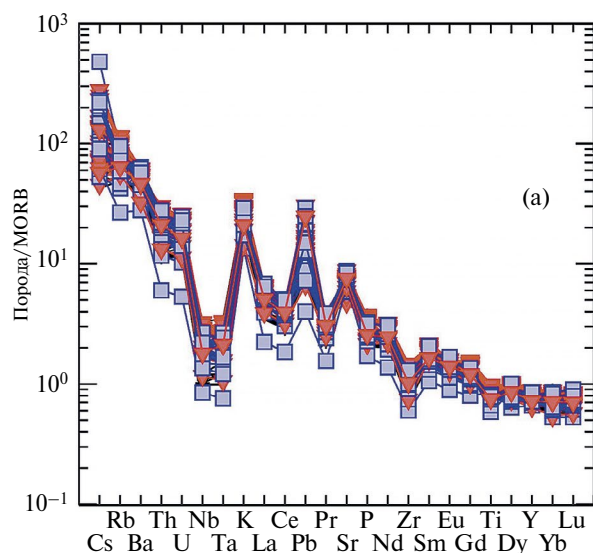
**Рис. 6.** Вариации содержаний микроэлементов в лавах вулкана Алайд в зависимости от концентрации MgO.

Оксиды в мас. %, микроэлементы в г/т. Залитое поле — щелочные лавы. Условные обозначения см. рис. 3.

очень сходная. Аномалии Eu и Ce отсутствуют во всех проанализированных образцах.

Относительно высокие концентрации редкоземельных элементов (REE), по сравнению с фоновыми значениями, обогащенность легкими (LREE) и тяжелыми (HREE), а также крупноионными литофилами (LILE) при низких содержаниях элементов высокочargedной группы (HFSE) свидетельствуют об интенсивной переработке мантийного вещества высокотемпературными субдукционными компонентами — расплавом и/или надкритическим флюидом (рис. 8). Составы как высококальциевых субщелочных базальтов, так и Ne-нормативных шошонитов образуют субгоризонтальные тренды, свидетельствуя об определяющей роли субдукционных расплавов как метасоматизирующего фактора.

Высокие значения  $\text{K}_2\text{O}/\text{Rb}$  и  $\text{Rb}/\text{Sr}$  указывают на присутствие биотита и амфибола в источнике, а низкие величины  $\text{Sr}/\text{Y}$  и плоские спектры распределения средних и тяжелых лантаноидов — на отсутствие граната в реститовой ассоциации (рис. 9).

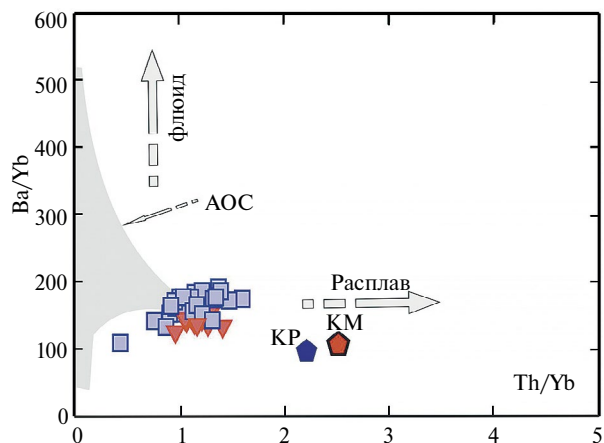


**Рис. 7.** Спектры распределения микроэлементов в лавах вулкана Алаид, нормализованные к N-MORB (а) и хондриту (б) (Sun, McDonough, 1989). Условные обозначения см. рис. 3.

Общей особенностью проанализированных образцов являются и существенные вариации содержаний макро- и микрокомпонентов при близкой концентрации  $\text{MgO}$  (рис. 5, 6). Наряду с общими геохимическими признаками, существует и ряд важных отличий. Для Ne-нормативных лав характерны более высокие содержания  $\text{MgO}$  (5–7 мас. %),  $\text{TiO}_2$  (0.9–1.2 мас. %), Rb, Ni, Cr, Zr, Nb, отчасти Hf при пониженных концентрациях  $\text{SiO}_2$  (48–49 мас. %),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (17–19 мас. %),  $\text{Na}_2\text{O}$  (< 3 мас. %) и Sr (рис. 5, 6, 10).

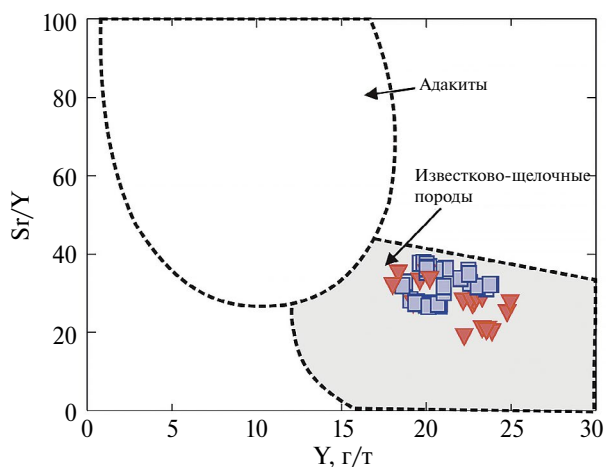
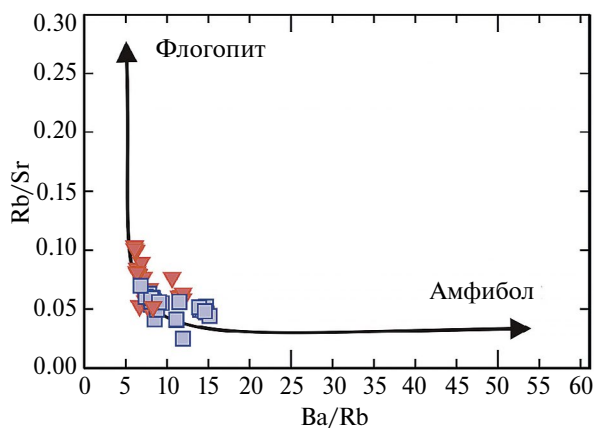
#### *Sr-Nd-Pb изотопная систематика вулканитов*

Ne-нормативные шошониты и высококальциевые субщелочные базальты вулкана Алаид показывают небольшие вариации значений  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

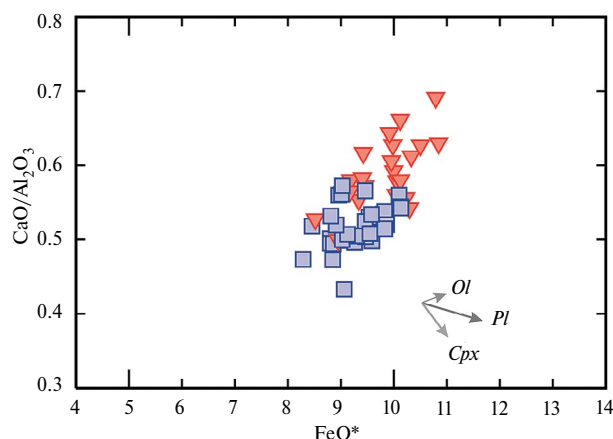


**Рис. 8.** Диаграмма Th/Yb–Ba/Yb.

Условные обозначения см. рис. 3. Валовый состав океанических осадков во фронтальной зоне Курил (KP) и Камчатки (KM) (Plank, Langmuir, 1998). AOC – измененная океаническая кора.



**Рис. 9.** Индикаторные геохимические признаки амфибола, флогопита и реститового граната, по (Defant, Drummond, 1990) с изменениями. Условные обозначения см. рис. 3.



**Рис. 10.** Диаграмма  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ – $\text{FeO}^*$  для Ne-нормативных шонитов и высококальциевых субщелочных лав вулкана Алайд. Условные обозначения см. рис. 3.

(0.70322–0.70302) и  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (0.51303–0.51301), формируя субвертикальный тренд в верхней правой части поля MORB Индийского океана (рис. 11а). От базальтов фронтальной зоны (о. Парамушир) они отличаются более низкими содержаниями радиогенного стронция. Ранее подобная закономерность отмечалась для Южных Курил (Мартынов и др., 2009а, 2009б, 2010).

При решении вопросов магмогенезиса и геодинамики Северо-Западной Пацифики информативными являются изотопы свинца (Мартынов и др., 2012). На классификационных диаграммах составы исследованных образцов располагаются в узкой области поля MORB Индийского океана ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.30$ – $18.53$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.31$ – $15.51$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.17$ – $37.93$ ), смещенной, по сравнению с фронтальными лавами Курил, к полю MORB Тихого океана (рис. 11б). Близкий к линейному характер тренда указывает на участие в магмогенезисе двух изотопных резервуаров – индийского и тихоокеанского MORB-типа (Klein et al., 1988; Rehkamper, Hofmann, 1997; Pearce et al., 1999; Nebel et al., 2007). Учитывая конфигурацию этих резервуаров в Северо-Западной Пацифике (Мартынов и др., 2012), можно предположить участие в магматическом процессе как надсубдукционной мантии, так и океанической литосферы и/или астеносферы.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

### *Роль пироксенитовой мантии в магмогенезисе*

Бедные  $\text{SiO}_2$  калиевые щелочные магмы в небольших объемах (<1%) встречаются в различных геодинамических обстановках, в том числе субдукционных. Их происхождение часто

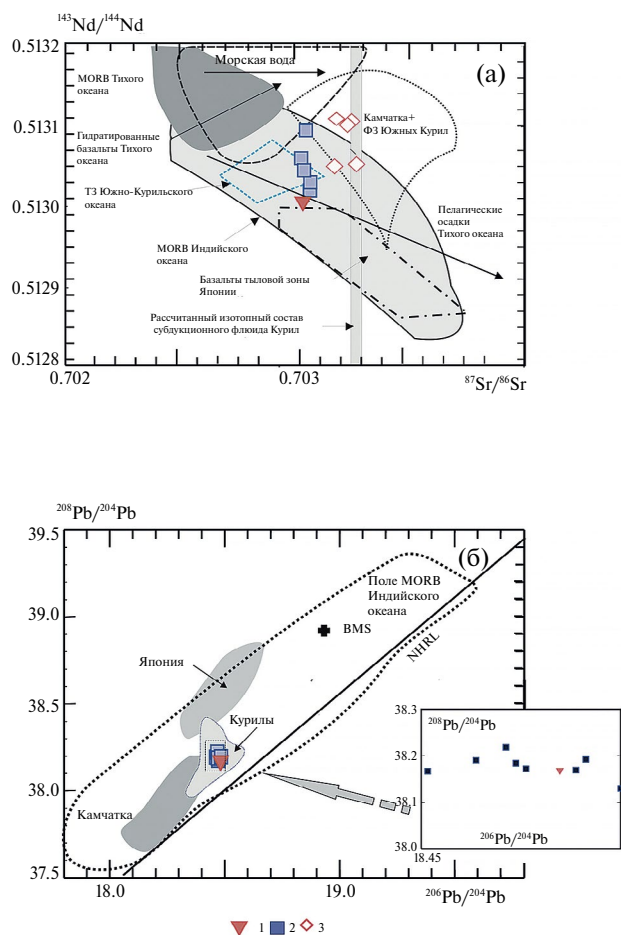
рассматривается как многостадийный процесс плавления надсубдукционных ультрабазитов, которые обогащены амфиболом и/или флогопитом в результате фильтрации флюида и/или расплава из подстилающей океанической плиты (Sorbadere et al., 2013; Straub et al., 2013). Участие наряду с ультрабазитовым минеральным парагенезисом пироксенитовой ассоциации минералов в генерации основных расплавов для OIB предполагалось, например, в работах (Morgan, 2001; Sobolev et al., 2007; Herzberg, 2011), для MORB – в (Allègre, Turcotte, 1986; Ingle et al., 2010), для надсубдукционных лав – в (Straub et al., 2013). Пироксенитовый компонент был реконструирован на основании изотопно-геохимических исследований валового состава пород (Nikulin et al., 2012; Давыдова и др., 2019) и расплавных включений в оливинах из вулкаников (Некрылов и др., 2018) Центрально-Камчаткой депрессии и Срединного хребта.

Установить роль амфибол-пироксенитовой ассоциации в происхождении высококальциевых магм вулкана Алайд позволяет изучение однообразных Ne-нормативных и субщелочных базальтов. Щелочные вулканиды обогащены не только некогерентными элементами, но и  $\text{MgO}$ ,  $\text{Ni}$  и  $\text{Cr}$  (рис. 5, 6).

Происхождение бедных  $\text{SiO}_2$  щелочных расплавов в результате плавления ультрабазитов возможно при 5–1.8 ГПа (Kushiro, 1996; Falloon et al., 2001; Till et al., 2012), но подобному механизму противоречит отсутствие признаков реститового граната (рис. 7, 9).

Кроме того, плавление перидотита при высоком давлении должно приводить к появлению магматической жидкости с низкими значениями  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ , тогда как в Ne-нормативных лавах оно достигает 0.7, превышая таковое в субщелочных базальтах.

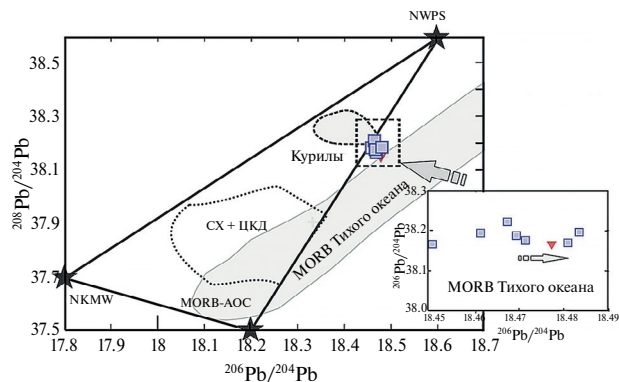
Происхождение Ne-нормативных расплавных включений в форстеритах примитивных островодужных магм рассматривается как результат плавления гетерогенной перидотитовой-амфибол-клинопироксенитовой мантии (например, Sorbadere et al., 2013). Присутствие амфибола и флогопита в магматическом источнике вулкана Алайд подтверждается геохимическими методами (рис. 9), а процессы смешения линейными трендами на изотопных диаграммах (рис. 11–13). На дискриминационной диаграмме составы исследованных базальтов компактно проецируются в область смешения перидотитового и пироксенитового компонентов (рис. 14). Влияние перидотитовой мантии на состав Ne-нормативных пород прослеживается в высоких концентрациях  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Ni}$  и  $\text{Cr}$ , а роль пироксенитовой – в повышенных концентрациях  $\text{SiO}_2$  (>50 мас. %),  $\text{Na}$ ,  $\text{P}$  и  $\text{Al}$  в субщелочных вулканиках (Straub et al., 2013). Благоприятным



**Рис. 11.** Изотопные отношения Sr–Nd (a) и  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (б) в лавах вулкана Алаид, по (Мартынов, 2010; Мартынов и др., 2007, 2009а, 2009б, 2010) с дополнениями.

1, 2 – см. рис. 3; 3 – базальты фронтальной зоны (о. Парамушир). Рассчитанный изотопный состав субдукционного флюида (Ishikawa, Tera, 1997). Полями околнурены составы базальтов: Тихого (залитое темно-серым) и Индийского (контур – сплошная линия) океанов, гидратированных океанических лав (контур – штриховая линия), четвертичных вулканов Камчатки и ФЗ (фронтальная зона) Южных Курил (пунктирная линия), тыловой зоны Японской островной дуги (контур – штрих-пунктирная линия). Штриховой линией голубого цвета околнурено поле четвертичных вулканов ТЗ (тыловая зона) Южно-Курильской котловины. Поле лав вулканов Курильской островной дуги по (Диденко и др., 2021; Мартынов и др., 2009а, 2009б; [http://www.kscnet.ru/ivs/grant/grant\\_06/06-3-A-08-326/index.html](http://www.kscnet.ru/ivs/grant/grant_06/06-3-A-08-326/index.html)).

На врезке – более крупный масштаб на рис. (б). BMS (Bulk Marine Sediment) – валовой состав океанического осадка (Plank, Langmuir, 1998). NHRL (North Hemisphere Reference Line) – линия средних составов базальтов северного полушария.



**Рис. 12.** Составы лав вулкана Алаид в координатах конечных изотопных членов субдукционной системы северной части Камчатского полуострова, по (Давыдова и др., 2019) с дополнениями.

NWPS – осадки Северо-Западной Пацифики, MORB-AOC – средний состав MORB из офиолитов Камчатки, NKMW – состав мантийного клина Северной Камчатки по (Portnyagin et al., 2015); CX+ЦКД – плиоценовые породы Срединного хребта (Volynets et al., 2010) и Центрально-Камчатской депрессии по (Kayazar et al., 2014; Portnyagin et al., 2015). Поле MORB Тихого океана по (Перепелов, 2014; Tollstrup et al., 2010).

На врезке – увеличенный масштаб. Условные обозначения см. рис. 3.

для смешения можно считать реконструированное высокое содержание воды и низкое общее давление, сближающее температуры солидуса перидотитов и пироксенитов (Sorbader et al., 2013).

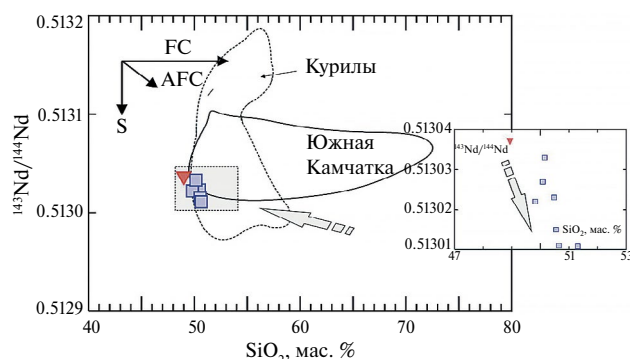
### Вопросы геодинамики

Вулкан Алаид отличается от других вулканических центров Курильской островной дуги не только составом продуктов извержения, но и уникальной геодинамической позицией в тыловой зоне островной дуги на границе Курильского и Камчатского сегментов (Мартынов и др., 2010), в узле пересечения линейных зон повышенной проницаемости (Абдурахманов и др., 1978; Федорченко и др., 1989). Аномальный тектонический режим проявлений щелочного вулканизма отмечается во многих, если не во всех островодужных системах Тихоокеанского региона.

Калиевые щелочные магмы проявлены в областях горячей субдукции молодых океанических плит. В Каскадных горах Северной Америки и в Юго-Западной Японии при температуре, превышающей  $800^\circ\text{C}$  ( $936^\circ\text{C}$  на севере Каскадных гор (Sygacuse et al., 2010)) на поверхности океанической плиты под вулканическим фронтом, в плавление вовлекаются не только терригенные осадки, но и гидратированные океанические базальты (Ryan, Chauvel, 2014), что приводит к формированию

сложной магматической ассоциации шошонитов и щелочных эффузивов с высокомагнезиальными андезитами и адakitа́ми (Kimura et al., 2014).

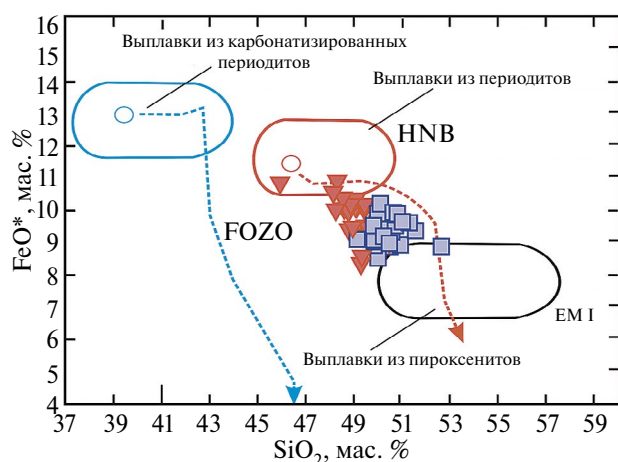
В холодных субдукционных системах, например Курильской, где температура на поверхности плиты не превышает 700°C (713°C для Северных Курил (Syracuse et al., 2010)), калиевые щелочные вулканы проявлены в зонах локального растяжения.



**Рис. 13.** Отношения  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $\text{SiO}_2$  в лавах вулкана Алаид, по (Мартынов и др., 2010; Martynov et al., 2010) с дополнениями.

FC – фракционная кристаллизация, AFC – фракционная кристаллизация + коровая контаминация, S – вариации составов источника.

На врезке – более крупный масштаб. Условные обозначения см. рис. 3.



**Рис. 14.** Геохимические признаки перидотитового и пироксенитового источников, по (Kimura et al., 2018) с упрощениями и дополнениями.

Мантийные компоненты: FOZO – мантия фокусной зоны; DMM – деплетированный мантийный источник MORB; HNB – высоко-Nb базальты; EM I – обогащенная мантия I-типа. Штриховыми линиями показаны пути фракционной кристаллизации. Поля выплавки: из карбонизированных перидотитов по (Sakuyama et al., 2013), из перидотитов по (Kogiso et al., 1998), из пироксенитов по (Pertermann, Hirschmann, 2003). Условные обозначения см. рис. 3.

Подобное наблюдается в Южных Андах (Gutiérrez et al., 2005; Espinoza et al., 2008; Varekamp et al., 2010), в Транс-Мексиканском вулканическом поясе (Mori et al., 2009; Verma, 2009), в Индонезии (Edwards et al., 1994) и на Камчатке (Давыдова и др., 2019). Аналогичная закономерность проявлена и в молодых коллизионных зонах, например в Тибете (Wang et al., 2008; Guo et al., 2014; Yücel et al., 2017; Moghadam et al., 2018).

### *Роль субдукционного меланжа в происхождении щелочных высококалийевых магм*

Для высококалийевых лав вулкана Алаид реконструируются геохимические признаки участия в магмогенезе субдукционного меланжа – гетерогенный макро- и микроэлементный состав, близкие изотопные характеристики, присутствие водных минералов и низкобарические условия плавления. Важная роль этого источника в происхождении островодужных магм предполагалась в работе (Marschall, Schumacher, 2012), а для щелочных расплавов была экспериментально подтверждена в работе (Cruz-Uribe et al., 2018). Механизм этого процесса остается дискуссионным. В оригинальных работах (Marschall, Schumacher, 2012; Guo et al., 2014; Cruz-Uribe et al., 2018) предполагался холодный диапиризм обводненного вещества от границы субдуцирующей плиты и надсубдукционной мантии и последующее его плавление на ее более «горячих» участках. Однако субдукционный меланж, скорее всего, представляет собой уникальный магматический источник, ответственный за происхождение аномальных для островных дуг щелочных пород в аномальных динамических условиях. Растяжение литосферы и адиабатический подъем горячего астеносферного материала меняют температурный профиль надсубдукционной мантии, вовлекает в процесс плавления субдукционный меланж и приводит к образованию нетипичных для островных дуг щелочных лав.

### ВЫВОДЫ

Проведенные исследования внесли существенный вклад в изучение островодужного вулканизма Тихого океана и в очередной раз показали уникальность вулкана Алаид для изучения различных вулканических процессов.

Впервые в отечественной практике исследована такая представительная коллекция горных пород, слагающих семь разновысотных участков острова-вулкана Алаид, а анализ полученных результатов позволил сделать вывод о том, что аномальный для Курильской островной дуги высококалийевый щелочной и субщелочной вулканизм является следствием локальных тектонических процессов на ее

северном участке, в результате которых в магматический процесс были вовлечены образования субдукционного меланжа. В настоящее время наблюдается тенденция к повышению основности извергаемых лав.

*Благодарности.* Статья посвящается памяти исследователя вулканов Курильской островной дуги А.И. Абдурахманова (<http://www.kscnet.ru/ivs/memory/Arslan/>).

Авторы выражают искреннюю признательность сотрудникам ИВиС ДВО РАН Л.П. Аникину за помощь при проведении наземных экспедиционных работ и В.В. Ананьеву за помощь в оформлении графических материалов, а также сотрудникам ДВГИ ДВО РАН А.И. Малиновскому и А.А. Чацину за ценные советы и консультации, также благодарят анонимных рецензентов за конструктивные замечания, позволившие улучшить работу.

*Источники финансирования.* Работа выполнена в рамках государственных заданий ДВГИ ДВО РАН по теме «Эндогенные процессы формирования континентальной литосферы восточной окраины Азии», регистрационный номер 122040800196-7; ИВиС ДВО РАН по теме НИР FWME-2024-0012 «Закономерности строения и эволюции Курило-Камчатской островодужной системы и прикамчатской акватории Тихого океана: геохимические и минералогические особенности пород, источники вещества, порообразующие процессы, полезные ископаемые, регистрационный номер 124031400017-5»; ИГХ СО РАН по теме: «Роль магматических, метаморфических и геодинамических процессов в рециклинге вещества и формировании изотопно-геохимически неоднородной континентальной литосферы в складчатом обрамлении Сибирского кратона», регистрационный номер 121102500039-6.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абдурахманов А.И., Пискунов Б.Н., Смирнов И.Г., Федорченко В.И. Вулкан Алаид (Курильские острова) // Восточно-Азиатские островные системы (тектоника и вулканизм). Южно-Сахалинск, 1978. С. 85–107.

Абдурахманов А.И., Ким Чун Ун, Пискунов Б.Н., Федорченко В.И. Соотношение содержания окиси калия и некоторых других литофильных элементов в лавах вулканов Курильских островов с глубиной до сейсмофокальной зоны // Древние сейсмофокальные зоны. Владивосток: Ин-т тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР, 1981. С. 55–77.

Авдейко Г.П., Хренов А.П., Флеров Г.Б. и др. Извержение вулкана Алаид в 1972 г. // Бюлл. вулканол. станций. 1974. № 50. С. 64–80.

Авдейко Г.П., Токарев П.И., Меняйлов И.А. и др. Извержение побочного прорыва Олимпийского на вулкане Алаид в 1972 г. // Вулканизм островных дуг. М.: Наука, 1977. С. 55–64.

Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 362 с.

Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Подводный вулкан Григорьева (Курильская островная дуга) // Вулканология и сейсмология. 2006а. № 5. С. 17–26.

Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Рашидов В.А., Трусов А.А. Вулканический массив Алаид (Курильская островная дуга) // Материалы Международного симпозиума «Проблемы эксплозивного вулканизма» к 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный. Петропавловск-Камчатский, 25–30 марта 2006 г. / Отв. ред. Е.И. Горде-ев. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2006б. С. 135–143.

Блох Ю.И., Бондаренко В.И., Долгаль А.С. и др. Наземно-подводные вулканические массивы Курильской островной дуги // Геология морей и океанов: Материалы XXV Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Москва, 13–17 ноября 2023 г. М.: ИО РАН, 2023. Т. III. С. 90–94.

Бобошина В.А., Терещенков А.А., Харахинов В.В. Гравитационное поле Охотоморского региона и его интерпретация в комплексе с батиметрическими и сейсмическими данными // Тихоокеанская геология. 1985. № 5. С. 49–59.

Богатиков О.А., Цветков А.А. Магматическая эволюция островных дуг. М.: Наука, 1988. 249 с.

Большаков И.Е., Нуржаев А.А., Кузнецов Р.А. и др. Экспедиция на вулканы Алаид и Эбеко (Курильские острова) летом 2023 года // Вест. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2023. № 4. Вып. 60. С. 105–113. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2023-4-60-105-113>

Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы // Под ред. К.С. Сергеева, М.Л. Красного. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 листов.

Горшков Г.С. Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.

Горшков Г.С., Богоявленская Г.Е. К петрографии современных вулканических пород Курильской островной дуги (Северные Курильские острова) // Общие вопросы вулканизма. Тр. лаборатории вулканологии. 1962. Вып. 21. С. 3–32.

Давыдова М.Ю., Мартынов Ю.А., Перепелов А.Б. Эволюция изотопно-геохимического состава пород вулкана Уксичан (Срединный хребет, Камчатка) и ее связь с неогеновой тектонической перестройкой Камчатки // Петрология. 2019.

Т. 27. № 3. С. 283–308. <https://doi.org/10.31857/S0869-5903273282-307>

Диденко А.Н., Рашидов В.А., Марков Г.П. и др. Петромагнитная и геохимическая характеристика вулканитов извержения 2015–2016 гг. вулкана Алаид, Курильская островная дуга // Вулканология и сейсмология. 2021. № 1. С. 3–21. <https://doi.org/10.31857/S0203030621010028>

Злобин Т.К., Пискунов В.Н., Фролова Т.И. Новые данные о структуре земной коры в центральной части Курильской островной дуги // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 2. С. 185–187.

Мартынов Ю.А. Основы магматической геохимии. Владивосток: Дальнаука, 2010. 228 с.

Мартынов Ю.А., Рашидова В.А. Калиевый щелочной и субщелочной базальтовый вулканизм Курил – петрология, магмогенезис и геодинамика // Современные направления развития геохимии. Материалы Всероссийской конференции (с участием зарубежных ученых), посвященной 65-летию Института геохимии им. А.П. Виноградова и 105-летию со дня рождения академика Л.В. Таусона. Иркутск, 21–25 ноября 2022 г. Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2022. Т. 2. С. 40–42.

Мартынов Ю.А., Дриль С.И., Чащин А.А. Геохимия базальтов островов Кунашир и Итуруп – роль несубдукционных факторов в магмогенезисе Курильской островной дуги // Геохимия. 2005. № 4. С. 369–383.

Мартынов Ю.А., Кимура Дж.И., Ханчук А.И. и др. Магматические источники четвертичных лав Курильской островной дуги: новые данные по изотопии стронция и неодима // Докл. АН. 2007. Т. 416. № 5. С. 670–675.

Мартынов Ю.А., Рыбин А.В., Дриль С.И., Мартынов А.Ю. Зоны аномального вулканизма Курильских островов, остров Парамушир // Вестник ДВО РАН. 2009а. № 4. С. 17–243.

Мартынов Ю.А., Рыбин А.В., Дриль С.И., Мартынов А.Ю. Продольная геохимическая зональность Курильских остров – роль субдукционных компонентов и мантийной гетерогенности в магмогенезисе // Вулканизм и геодинамика (материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии). Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009б. Т. 1. С. 425–428.

Мартынов Ю.А., Ханчук А.И., Кимура Дж.И. и др. Геохимия и петрогенезис четвертичных вулканитов Курильской островной дуги // Петрология. 2010. Т. 18. № 5. С. 512–535.

Мартынов Ю.А., Кимура Дж.И., Мартынов А.Ю. и др. Присутствие мантии индийского MORB-типа под Курильской островной дугой: результаты

изотопных исследований мафических лав о-ва Кунашир // Петрология. 2012. Т. 20. № 1. С. 102–110.

Мархинин Е.К. Роль вулканизма в формировании земной коры. М.: Наука, 1967. 355 с.

Мелекесцев И.В. Вулканизм и рельефообразование. М.: Наука, 1980. 211 с.

Некрылов Н.А., Попов Д.В., Плечов П.Ю. и др. Гранат-пироксенитовый источник расплавов на Камчатке: состав расплавных включений и оливи на голоценовых породах Кекукнайского вулкана // Петрология. 2018. Т. 26. № 4. С. 335–357. <https://doi.org/10.1134/S0869590318040052>

Перепелов А.Б. Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических обстановок. Дисс. ... док. геол.-мин. наук. Иркутск: ИГХ СО РАН, 2014. 361 с.

Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги / Отв. ред. Ю.М. Пущаровский. М.: Наука, 1992. 528 с.

Пискунов Б.Н., Абдурахманов А.И., Ким Ч.У. Соотношение состав–глубина для вулканов Курильской островной дуги и его петрологическое значение // Вулканология и сейсмология. 1979. № 4. С. 57–67.

Рашидов В.А. К 90-летию образования побочного вулкана Такетоми (остров Атласова, Курильская островная дуга) // Вест. КРАУНЦ. Науки о Земле. 2023. № 3. Вып. № 60. С. 81–99. <https://doi.org/10.31431/1816-5524-2023-4-60-81-89>

Саватенков В.М., Морозова И.М., Левский Л.К. Поведение изотопных систем (Sm-Nd; Rb-Sr; K-Ar; U-Pb) при щелочном метасоматозе (фениты зоны экзоконтакта щелочно-ультраосновной интрузии) // Геохимия. 2004. № 10. С. 1027–1049.

Сергеев К.Ф. Геологическое строение и развитие района Северной группы Курильских островов. М.: Наука, 1966. 149 с.

Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родионова Р.И. Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. М.: Наука, 1989. 237 с.

Федотов С.А., Иванов Б.В., Флеров Г.Б. и др. Изучение извержения вулкана Алаид (Курильские острова) в 1981 г. // Вулканология и сейсмология. 1982. № 6. С. 9–28.

Флеров Г.Б., Хренов А.П., Петрова В.В. Пемзовые и пемзовидные включения в базальтах четвертичных вулканов Камчатки и Курил (первичная природа, состав и процессы пироматаморфизма) // Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги / Отв. ред. Б.Г. Лутц, К.Н. Рудич, В.А. Ермаков. М.: Наука, 1978. С. 200–218.

Флеров Г.Б., Иванов Б.В., Андреев В.Н. и др. Вещественный состав пород продуктов извержения

вулкана Алайд в 1981 г. // Вулканология и сейсмология. 1982. № 6. С. 28–42.

Хренов А.П. Динамика извержений и процессы кристаллизации магм. М.: Наука, 1982. 129 с.

Allègre C.J., Turcotte D.L. Implications of a two-component marble-cake mantle // *Nature*. 1986. V. 323. P. 123–127.

Baranov B.V., Werner R., Hoernle K.A. et al. Evidence for compressionally induced high subsidence rates in the Kurile Basin (Okhotsk Sea) // *Tectonophysics*. 2002. V. 350. P. 63–97.

Bergal-Kuvikas O. Geochemical studies of volcanic rocks from the northern part of Kuril-Kamchatka arc: Tectonic and structural constraints on the origin and evolution of arc magma. Thesis for Doctor of Philosophy Hokkaido University. August, 2015. 191 p. <http://hdl.handle.net/2115/60073>

Birck J.L. Precision K-Rb-Sr isotopic analyses: application to Rb-Sr chronology // *Chemical Geol.* 1986. V. 56. Iss. 1–2. P. 73–83.

Cruz-Urbe A.M., Marshall H.R., Gaetani G.A. et al. Generation of alkaline magmas in subduction zones by partial melting of mélange diapirs – An experimental study Alkaline lavas occur globally in subduction-related volcanic arcs // *Geology*. 2018. V. 46. № 4. P. 343–346. <https://doi.org/10.1130/G39956.1>

Defant M.J., Drummond M.S. Mount St. Helens: potential example of the partial melting of the subducted lithosphere in a volcanic arc // *Geology*. 1993. V. 21. № 6. P. 547–550.

Dreyer B.M., Morris J.D., Gill J.B. Incorporation of subducted slab-derived sediment and fluid in arc magmas: B-Be-<sup>10</sup>Be-ε<sub>Nd</sub> systematics of the Kurile convergent margin, Russia // *J. Petrol.* 2010. V. 51. Is. 8. P. 1761–1782. <https://doi.org/10.1093/petrology/egq038>

Edwards C.M.S., Menzies M.A., Thirlwall M.F. et al. The transition to potassic alkaline volcanism in Island Arcs: The Ringgit-Beser Complex, East Java, Indonesia // *J. Petrol.* 1994. V. 35. № 6. P. 1557–1595. <https://doi.org/10.1093/petrology/35.6.1557>

Espinoza F., Morata D., Polvé M. et al. Bimodal back-arc alkaline magmatism after ridge subduction: Pliocene felsic rocks from Central Patagonia (47°S) // *Lithos*. 2008. V. 101. № 3. P. 191–217. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2007.07.002>

Falloon T.J., Danyushevsky L.V., Green D.H. Peridotite melting at 1 GPa: reversal experiments on partial melt compositions produced by peridotite-basalt sandwich experiments // *J. Petrol.* 2001. V. 42. P. 2363–2390

Gill J.B. Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin: Springer-Verlag, 1981. 392 p.

Guo Z., Wilson M., Zhang L. et al. The role of subduction channel mélanges and convergent subduction

systems in the petrogenesis of post-collisional K-rich mafic magmatism in NW Tibet // *Lithos*. 2014. V. 198–199. P. 184–201.

Gutiérrez F., Gioncadab A., González Ferrana O. et al. The Hudson Volcano and surrounding monogenetic centres (Chilean Patagonia): An example of volcanism associated with ridge–trench collision environment // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2005. V. 145. P. 207–233

Herzberg C. Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary Islands: implications for origins // *J. Petrol.* 2011. V. 52. № 1. P. 113–146.

Imai N., Terashima S., Itoh S., Ando A. 1994 compilation of analytical data for minor and trace elements in seventeen GSJ geochemical reference samples, Igneous rock series // *Geostandards Newsletter*. 1995. V. 19. № 2. P. 135–213.

Ingle S.G., Mahoney J.J., Chazey W. et al. Mechanisms of geochemical and geophysical variations along the western Galapagos Spreading Center // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2010. V. 11. Q04003. <https://doi.org/10.1029/2009GC002694>

Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // *Can. J. Earth Sci.* 1971. V. 8. P. 523–548.

Ishikawa T., Tera F. Source, composition and distribution of the fluid in the Kurile mantle wedge: Constraints from across-arc variations of B/Nb and B isotopes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 152. № 1–4. P. 123–138.

Ishizuka O., Taylor R.N., Milton J.A. et al. Variation in the mantle sources of the northern Izu arc with time and space – Constraints from high-precision Pb isotopes // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2006. V. 156. Iss. 3–4. P. 266–290.

Kayazar T.M., Nelson B.K., Bachmann O. et al. Deciphering petrogenic processes using Pb isotope ratios from time-series samples at Bezymianny and Klyuchevskoy volcanoes, Central Kamchatka Depression // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2014. V. 168. P. 1067. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1067-6>

Kelley K.A., Plank T., Newman S. et al. Mantle melting as a function of water content beneath the Mariana Arc // *J. Petrol.* 2010. V. 51. P. 1711–1738.

Kimura J.-I. Modeling chemical geodynamics of subduction zones using the Arc Basalt Simulator version 5 // *Geosphere*. 2017. V. 13. № 4. P. 992–1025. <https://doi.org/10.1130/GES01468.1>

Kimura J.-I., Gill J.B., Kunikiyo T. et al. Diverse magmatic effects of subducting a hot slab in SW Japan: Results from forward modeling // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2014. V. 15. P. 691–739. <https://doi.org/10.1002/2013GC005132>

Kimura J.-I., Sakuyama T., Miyazaki T. et al. Plume-stagnant slab-lithosphere interactions: Origin of

the late Cenozoic intra-plate basalts on the East Eurasia margin // *Lithos*. 2018. V. 300–301. P. 227–249. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.12.003>

Klein E.M., Langmuir C.H., Zindler A. et al. Isotope evidence of a mantle convection boundary of the Australian–Antarctic Discordance // *Nature*. 1988. V. 333. P. 623–629.

Kogiso T., Hirose K., Takahashi E. Melting experiments on homogeneous mixtures of peridotite and basalt: application to the genesis of ocean island basalts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1998. V. 162. P. 45–61.

Kuno H. Petrology of Alaid volcano, north Kurile // *Japanese J. Geol. Geography*. 1935. V. 12. P. 153–162. <http://catalog.hathitrust.org/Record/000503403>

Kushiro I. Partial melting of a fertile mantle peridotite at high pressures: An experimental study using aggregates of diamond // Eds. A. Basu, S.R. Hart. *Earth Processes: Reading Isotopic Code*. AGU Geophys. Monograph. 1996. V. 95. P. 109–122.

Leeman W.P. Old/new subduction zone paradigms as seen from the Cascades // *Frontiers Earth Sci.* 2020. V. 8. P. 535–879. <https://doi.org/10.3389/feart.2020.535879>

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. et al. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Oxford: Blackwell, 1989.

Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. et al. *Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission of the Systematics of Igneous Rocks*. Cambridge University Press, 2002. 236 p.

Li H.-Y., Ch. Xie, J.G. Ryan et al. Slab dehydration and magmatism in the Kurile arc as a function of depth: An investigation based on B-Sr-Nd-Hf isotopes // *Chemical Geol.* 2023a. 621121373. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2023.121373>

Li H.-Y., Ch. Xie, J.G. Ryan et al. Pb-Sr isotopes of the Kurile arc provide evidence for Indian-type oceanic crust in the Pacific basin // *Lithos*. 2023b. V. 448–449. 107174. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2023.107174>

Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.* 1974. V. 274. P. 321–355.

Manhes G., Allegre C.J., Provost A. U-Th-Pb systematics of the eucrite “Juvinas”. Precise age determination and evidence for exotic lead // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1984. V. 48. № 12. P. 2247–2264.

Marschall H.R., Schumacher J.C. Arc magmas sourced from mélange diapirs in subduction zones // *Nature Geosci.* 2012. V. 5. P. 862–867.

Martynov A.Yu., Kimura J.-I., Martynov Yu.A., Rybun A.V. Geochemistry of late Cenozoic lavas on

Kunashir Island, Kurile Arc // *Island Arc*. 2010. V. 19. Is. 1. P. 86–104.

Maunder B., van Hunen J., Bouilhol P. et al. Modeling slab temperature: a reevaluation of the thermal parameter // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2019. V. 20. № 2. P. 673–687. <https://doi.org/10.1029/2018GC007641>

Mori L., Gomez-Tuena A., Schaaf P. et al. Lithospheric removal as a trigger for flood basalt magmatism in the Trans-Mexican Volcanic Belt // *J. Petrol.* 2009. V. 50. P. 2157–2186.

Moghadam H.S., Griffin W.L., Kirchenbaur M. et al. Roll-back, extension and mantle upwelling triggered eocene potassic magmatism in NW Iran // *J. Petrol.* 2018. V. 59. № 7. P. 1417–1465. <https://doi.org/10.1093/petrology/egy067>

Morgan J.P. Thermodynamics of pressure release melting of a veined plum pudding mantle // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2001. V. 2. № 4. Paper number 2000GC000049. <https://doi.org/10.1029/2000GC000049>

Miyashiro A. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins // *Amer. J. Sci.* 1974. V. 274. P. 321–355.

Nebel O., Munker C., Nebel–Jacobsen Y.J. Hf–Nd–Pb isotope evidence from Permian arc rocks for the long-term presence of the Indian–Pacific mantle boundary in the SW Pacific // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.11.046>

Nikulina A., Levin V., Carr M., Herzberg C. et al. Evidence for two upper mantle sources driving volcanism in Central Kamchatka // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2012. V. 321–322. P. 14–19.

Peccherillo A., Taylor S.R. Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1976. V. 58. P. 63–81. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00384745>

Pertermann M., Hirschmann M.M. Partial melting experiments on a MORB-like pyroxenite between 2 and 3 GPa: Constraints on the presence of pyroxenite in basalt source regions from solidus location and melting rate // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. № B2. 2125. <https://doi.org/10.1029/2000JB000118>

Plank T., Langmuir Ch.H. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // *Chemical Geol.* 1998. V. 145. P. 325–394.

Portnyagin M., Bindeman I., Hoernle K. Geochemistry of primitive lavas of the Central Kamchatka Depression: magma generation at the edge of the Pacific Plate // *Geophysical Monograph*. 2007. V. 172. P. 199–239.

Portnyagin M., Duggen S., Hauff F. et al. Geochemistry of the Late Holocene rocks from the Tolbachik volcanic field, Kamchatka: towards

- quantitative modelling of subduction-related open magmatic systems // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2015. V. 307. P. 133–155.
- Pearce J.A., Kempton P.D., Nowell G.M., Noble S.R. Hf-Nd element and isotope perspective on the nature and provenance of mantle and subduction components in western Pacific arc-basin systems // *J. Petrol.* 1999. V. 40. P. 1579–1611.
- Rehkamper M., Hofmann A.W. Recycled oceanic crust and sediment in Indian Ocean MORB // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1997. V. 147. P. 93–106.
- Rudge J.F., Reynolds B.C., Bourdon B. The double spike toolbox // *Chemical Geol.* 2009. V. 265. P. 420–431. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2009.05.010>
- Ryan J.G., Chauvel C. The subduction-zone filter and the impact of recycled materials on the evolution of the mantle // *Treatise on Geochemistry* (2nd Ed). 2014. <http://dx.doi.org/10.1016/B978-0-08-095975-7.00211-4>
- Sakuyama T., Tian W., Kimura J.-I. et al. Melting of dehydrated oceanic crust from the stagnant slab and of the hydrated mantle transition zone: Constraints from Cenozoic alkaline basalts in eastern China // *Chemical Geol.* 2013. V. 359. P. 32–48. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2013.09.012>
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al. The amount of recycled crust in sources of Mantle-Derived Melts // *Science.* 2007. V. 316. P. 412–417.
- Sorbadere F., Médard E., Laporte D. et al. Experimental melting of hydrous peridotite–pyroxenite mixed sources: Constraints on the genesis of silica-undersaturated magmas beneath volcanic arcs // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 384. P. 42–56.
- Stern C.R., Kilian R. Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1996. V. 123. P. 263–281.
- Stolper E., Newman S. The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1994. V. 121. № 3–4. P. 293–325.
- Straub S.M., Gomez-Tuena A., Zellmer G.F. et al. The processes of melt differentiation in arc volcanic rocks: insights from OIB-type arc magmas in the Central Mexican Volcanic Belt // *J. Petrol.* 2013. V. 54. № 4. P. 665–701. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs081>
- Syracuse E., Abers G. Global compilation of variations in slab depth beneath arc volcanoes and implications // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2006. V. 7. № 5. <https://doi.org/10.1029/2005GC001045>
- Syracuse E.M., van Keken P.E., Abers G.A. The global range of subduction zone thermal models // *Phys. Earth Planet. Int.* 2010. V. 183. № 1–2. P. 73–90.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Eds. D. Saunders, M.J. Norry. *Magmatism in the Ocean Basins.* Geol. Soc. Special Publ. London. 1989. P. 313–345.
- Tanaka T., Togashi S., Kamioka H. et al. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with La-Jolla neodymium // *Chemical Geol.* 2000. V. 168. P. 279–281.
- Tanakadate H. Taketomi-to, a new volcanic island in Chishima, Japan // *J. Japanese Association Mineral. Petrol. Econom. Geol.* 1935a. V. 1. № 1. P. 1–16.
- Tanakadate H. Chemical composition of coriaceous lavas which were effused from Io-jima, Kagoshima Prefecture and Taketomi-jima, Chishima: Ganseki Kōbutsu Kōshōgaku // *J. Japanese Association Mineral. Petrol. Econom. Geol.* 1935b. V. 14. № 1. P. 36–38. [https://www.jstage.jst.go.jp/article/ganko1929/14/1/14\\_1\\_36/\\_article/-char/ja/](https://www.jstage.jst.go.jp/article/ganko1929/14/1/14_1_36/_article/-char/ja/)
- Tanakadate H. Morphological development of the volcanic islet Taketomi in the Kuriles // *Proc. Jap. Acad.* 1942. V. 10. № 8. P. 494–497.
- Tanakadate H., Kuno H. The volcanological and petrographical note of the Taketomi Islet in the Kuriles // *Proceedings of the Imperial Academy.* 1935. V. 11. № 4. P. 155–157.
- Tatsumi Y. The subduction factory: How it operates in the evolving Earth // *GSA Today: Publ. Geol. Soc. Amer.* 2005. V. 15. P. 4–10. <https://doi.org/10.1130-1052-5173015>
- Till C.B., Grove T.L., Withers A.C. The beginnings of hydrous mantle wedge melting // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. V. 163. P. 669–688.
- Tollstrup D.L., Gill J.A., Kent A. et al. Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: Contributions from the subducting slab, revisited // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2010. V. 11. <https://doi.org/10.1029/2009GC002847>
- van Keken P.E., Hacker B.R., Syracuse E.M. et al. Subduction factory: 4. Depth-dependent flux of H<sub>2</sub>O from subducting slabs worldwide // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. P. 1–15. B1. <https://doi.org/10.1029/2010JB007922>
- Varekamp J.C., Hesse A., Mandeville C.W. Back-arc basalts from the Loncopue graben (Province of Neuquen, Argentina) // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2010. V. 197. № 1–4. P. 313–328.
- Verma S.P. Continental rift setting for the central part of the Mexican Volcanic Belt: A statistical approach // *Open Geol. J.* 2009. V. 3. P. 8–29.
- Volynets A., Churikova T., Wörner G. et al. Mafic Late Miocene–Quaternary volcanic rocks in the Kamchatka back arc region: implications for subduction geometry and slab history at the Pacific-Aleutian junction // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 159. № 5. P. 659–687.

Yang Y.-H., Chu Zh.Y., Wu F.-Y. *et al.* Precise and accurate determination of Sm, Nd concentrations and Nd isotopic compositions in geological samples by MC-ICP-MS // *J. Anal. At. Spectrom.* 2011. V. 26. P. 1237–1244. <https://doi.org/10.1039/c1ja00001b>

Yücel C., Arslan M., Temizel İ. *et al.* Evolution of K-rich magmas derived from a net veined lithospheric mantle in an ongoing extensional setting:

Geochronology and geochemistry of Eocene and Miocene volcanic rocks from Eastern Pontides (Turkey) // *Gondwana Res.* 2017. V. 45. P. 65–86.

Wang Q., Wyman D. A., Xu J. *et al.* Eocene melting of subducting continental crust and early uplifting of central Tibet: Evidence from central-western Qiangtang high-K calc-alkaline andesites, dacites and rhyolites // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 272. P. 158–171.

## Potassium Alkaline Volcanism of Alaid Volcano, Kuril Islands: the Role of Subduction Melange in Magmogenesis

Yu. A. Martynov<sup>1</sup>, V. A. Rashidov<sup>2</sup>, S. I. Dril<sup>3</sup>

<sup>1</sup>*Far Eastern Geological Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russia*

<sup>2</sup>*Institute of Volcanology and Seismology, Far Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia*

<sup>3</sup>*Vinogradov Institute of Geochemistry, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia*

New data are presented on the contents of major elements and trace elements, Sr-Nd-Pb isotopes in the Holocene high-potassium basic lavas of the Alaid volcano, located in the north of the Kuril island arc in the junction zone with the Kamchatka volcanic segment. According to petrochemical criteria, two groups of coeval rocks are distinguished: Ne-normative shoshonites and high-potassium subalkaline basalts, which are similar to each other in a number of geochemical characteristics. Chondrite-normalized REE distribution spectra show enrichment in LREE, with flat HREE distribution spectra, and the absence of Eu and Ce anomalies. MORB-normalized incoherent element concentrations show LILE enrichment and a well-defined negative Ta-Nb-Ti anomaly typical of suprasubduction volcanics. High  $K_2O/Rb$  and  $Rb/Sr$  ratios indicate the presence of biotite and amphibole in the magmatic source, while low  $Sr/Y$  ratios and flat distribution spectra of medium and heavy lanthanides indicate the absence of garnet in the restite paragenesis. Significant variations in the contents of macro- and microcomponents at similar  $MgO$  concentrations indicate a heterogeneous magmatic source, and taking into account linear mixing trends in isotope and discrimination diagrams, experimental data, suggest the involvement in magmogenesis of not only the peridotite mantle, but also amphibole-clinopyroxene mineral paragenesis. An analysis of the literature data shows that in «cold» island arcs, manifestations of potassium alkaline magmatism are often, if not in all cases, associated with local extension zones. Since such zones are associated with the adiabatic rise of a hot and plastic asthenosphere, it can be assumed that subduction melange formed along the boundary of the slab and supra-subduction mantle, consisting of hydrated fragments of ultrabasites and metamorphosed oceanic crust transformed into amphibole-bearing pyroxenites, was involved in the melting. This mechanism makes it possible to logically explain the geochemical and isotopic features of the anomalous alkaline magmatism of the Kuril island arc and the connection with the anomalous tectonics of its northern segment. The results obtained may be important in discussing the genesis of potassium alkaline magmas manifested in subduction geodynamic settings.

**Keywords:** Alaid volcano, Kuril Islands, potassium alkaline volcanism, subduction melange

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                     |   |         |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---|---------|
| <i>Алферьева Я.О., Граменицкий Е.Н., Новикова А.С.</i> Экспериментальное моделирование взаимодействия фторсодержащего гранитного расплава и кальцитового мрамора                                                                                                                                                                                    | 2 | 230-244 |
| <i>Арзамасцев А.А., Иванова А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ковач В.П., Стифеева М.В., Загорная Н.Ю., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В.</i> Возраст и происхождение субщелочных магматических серий Хибино-Ловозерского комплекса                                                                                                                    | 3 | 291-313 |
| <i>Аранович Л.Я., Голунова М.А., Коннолли Дж.А.Д., Иванов М.В.</i> Растворимость хлора в силикатных расплавах: новые эксперименты и термодинамическая модель смешения                                                                                                                                                                               | 1 | 46-58   |
| <i>Барков А.Ю., Никифоров А.А., Мартин Р.Ф., Королюк В.Н., Сильянов С.А., Лобастов Б.М.</i> Ассоциации и условия образования тела лейцит-мелилитового клинопироксенита (Пуртовино, Вологодская область): щелочно-ультраосновная паралава                                                                                                            | 3 | 363-382 |
| <i>Борисов А.А., Борисовский С.Е.</i> Распределение титана между цирконом и расплавом: экспериментальное исследование при высоких температурах                                                                                                                                                                                                      | 4 | 497-508 |
| <i>Бушмин С.А., Вапник Е.А., Иванов М.В., Кольцов А.Б., Лебедева Ю.М., Александрович О.В., Савва Е.В.</i> Свойства флюидов при метасоматических преобразованиях метаморфических пород в <i>P-T</i> условиях средней коры: пример из района Большие Кейвы, Беломорско-Лапландский ороген, Фенноскандинавский щит                                     | 4 | 471-496 |
| <i>Вивдич Э.С., Балтыбаев Ш.К., Галанкина О.Л.</i> Метаморфические минеральные реакции и парагенезисы в породах Мейерской тектонической зоны (юго-восток Фенноскандинавского щита)                                                                                                                                                                  | 2 | 195-217 |
| <i>Дубинина Е.О., Авдеенко А.С., Носова А.А., Чижова Ю.Н., Борисовский С.Е., Жиличева О.М., Докучаев А.Я.</i> Термальная история и флюидный режим становления Эльджуртинского массива биотитовых гранитов (Большой Кавказ): реконструкции на основе изотопных ( $\delta^{18}\text{O}$ , $\delta\text{D}$ ) и геохимических данных                   | 5 | 529-551 |
| <i>Ерофеева К.Г., Ларионова Ю.О., Самсонов А.В.</i> Первая находка архейских даек долеритов на западе Алданского щита, Сибирский кратон                                                                                                                                                                                                             | 2 | 218-229 |
| <i>Иванов М.В., Бушмин С.А.</i> Разделение солей $\text{NaCl}$ и $\text{CaCl}_2$ в водно-углекислотном глубинном флюиде                                                                                                                                                                                                                             | 2 | 245-254 |
| <i>Кайгородова Е.Н., Лебедев В.А., Карташов П.М., Ковальчук Е.В., Чугаев А.В.</i> Осумилитсодержащие лавы Кельского нагорья (Большой Кавказ): петролого-геохимические характеристики, минеральный состав и условия образования магматических расплавов                                                                                              | 5 | 552-587 |
| <i>Котлер П.Д., Хромых С.В., Захарова А.В., Семенова Д.В., Куликова А.В., Бадретдинов А.Г., Михеев Е.И., Волосов А.С.</i> Модель формирования монцогаббродиорит-сиенит-гранитоидных интрузивов на примере массива Акжайляу (Восточный Казахстан)                                                                                                    | 3 | 154-178 |
| <i>Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Саватенков В.М., Великославинский С.Д., Ризванова С.Д., Сергеева Н.А., Сквитина Т.М., Загорная Н.Ю.</i> Амуджиканская вулcano-плутоническая ассоциация восточной части Западно-Станового супертеррейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс): возраст, источники и тектоническое положение | 4 | 415-445 |
| <i>Лавренчук А.В., Гладкочуб Д.П., Туркина О.М., Мехоношин А.С., Шелепов Я.Ю.</i> Малогадоиский перидотит-габброноритовый массив: моделирование условий кристаллизации и оценка индикаторных характеристик исходного расплава                                                                                                                       | 3 | 344-362 |
| <i>Леднева Г.В., Базылев Б.А., Сычев С.Н., Рогов А.В.</i> Обломки метаморфизованных ультрамафитов и мафитов и детритовые минералы из песчаников офиолитокластитовой толщи Рассохинского террейна: обстановка формирования офиолитов хр. Черского                                                                                                    | 3 | 383-412 |
| <i>Мартынов Ю.А., Рашидов В.А., Дриль С.И.</i> Калиевый щелочной вулканизм вулкана Алаид (Курильские острова): роль субдукционного меланжа в магмогенезисе                                                                                                                                                                                          | 6 | 735-751 |
| <i>Носова А.А., Лебедева Н.М., Возняк А.А., Сазонова Л.В., Кондрашов И.А., Ларионова Ю.О., Ковальчук Е.В.</i> Феннеровский тренд и роль фракционной кристаллизации и несмесимости ферробазальтовой магмы в петрогенезисе гранофиов: пример мезопротерозойского Валаамского силла в Ладожском грабене, Карелия                                       | 3 | 257-290 |
| <i>Панина Л.И., Исакова А.Т., Рокосова Е.Ю.</i> Генезис дунитов Гулинского плутона по данным изучения расплавных включений в оливине                                                                                                                                                                                                                | 2 | 179-194 |
| <i>Перетяжко И.С., Савина Е.А., Дмитриева А.С.</i> Породы массива онгонитов Ары-Булак: взаимосвязи между геохимическими особенностями, минерально-фазовыми ассоциациями и процессами образования                                                                                                                                                    | 3 | 314-343 |

# АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ЗА 2024 г.

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |   |         |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|---|---------|
| <i>Перчук А.Л., Зиновьева Н.Г., Сапегина А.В., Вализер П.М., Козловский В.М., Григорьева В.М., Подгорнова С.Т.</i> Метаультрамафиты максютовского комплекса, Южный Урал: высокобарный Si-Al метасоматоз и карбонатизация на границе кора—мантия в зоне субдукции                                                  | 1 | 59-90   |
| <i>Полянский О.П., Лиханов И.И., Бабичев А.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В., Свердлова В.Г.</i> Тектониты приенисейской сдвиговой зоны (Енисейский кряж): свидетельства и термомеханическая численная модель генерации сверххлестатического давления                                                                | 1 | 19-45   |
| <i>Пиеницын И.В., Арискин А.А., Соболев С.Н.</i> Геохимическая термометрия рудоносных габброноритов из апофиза Йоко-Довыренского массива: состав, количество оливина и условия сульфидного насыщения исходной магмы                                                                                               | 1 | 119-136 |
| <i>Савко К.А., Самсонов А.В., Кориш Е.Х., Базиков Н.С., Ларионов А.Н.</i> Палеопротерозойские дайки дацитов Воронцовского террейна Волго-Донского орогена: геохимия, возраст и петрогенезис                                                                                                                       | 2 | 139-153 |
| <i>Савко К.А., Самсонов А.В., Кориш Е.Х., Ларионов А.Н., Сальникова Е.Б., Иванова А.А., Базиков Н.С., Цыбуляев С.В., Червяковская М.В.</i> Гранитоидные интрузии на краю Курского блока как часть палеопротерозойской кислой крупной изверженной провинции Восточной Сарматии                                     | 6 | 647-678 |
| <i>Сафонов О.Г., Япаскурт В.О., ван Ринен Д.Д., Смит К.А., Ушакова С.А., Голунова М.А.</i> Обобщенный Р-Т тренд и флюидный режим эксгумации метапелитов центральной зоны комплекса Лимпопо (ЮАР)                                                                                                                  | 5 | 586-624 |
| <i>Селютина Н.Е., Сафонов О.Г., Япаскурт В.О., Варламов Д.А., Шарыгин И.С., Константинов К.М., Козловский В.М.</i> Метасоматизм в докембрийской коре Сибирского кратона: результат изучения ксенолитов гранат(±ортопироксен)-биотит-полевошпатовых пород из кимберлитовых трубкок Юбилейная и Сытыканская, Якутия | 1 | 91-118  |
| <i>Соболев С.Н., Арискин А.А., Николаев Г.С., Пиеницын И.В.</i> Три типа распределения кристаллов оливина по размеру в дунитах Йоко-Довыренского расслоенного массива как сигналы различной истории их кристаллизации                                                                                             | 4 | 509-526 |
| <i>Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ларин А.М., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Сквитина Т.М., Ковач В.П., Галанкина О.Л.</i> Роль ликвации в формировании редкометальных гранитов Катугинского массива, Алданский щит                                                              | 5 | 625-644 |
| <i>Туркина О.М., Плюснин А.В., Донская Т.В., Афонин И.О., Санин С.С.</i> Гнейсы и гранитоиды фундамента Непско-Ботуобинской антеклизы: ограничения на распространение архейской и палеопротерозойской коры в зоне сочленения Тунгусского супертеррейна и Маганского террейна (юг Сибирского кратона)              | 4 | 446-470 |
| <i>Хакимова Л.А., Подладчиков Ю.Ю.</i> Моделирование фильтрации многокомпонентного флюида в деформируемых вмещающих породах с учетом химического взаимодействия                                                                                                                                                   | 1 | 5-18    |
| <i>Цыганков А. А., Бурмакина Г. Н., Котлер П. Д.</i> Петрогенезис гранитоидов крупных салических изверженных провинций (Центральная и Северо-Восточная Азия)                                                                                                                                                      | 6 | 679-709 |
| <i>Ярмолук В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М., Новикова А.С., Оюунчимэг Ц.</i> Раннемезозойские бимодальные вулканические ассоциации Центральной Монголии: к истории формирования Хэнтейского сегмента Монголо-Охотского пояса                                                                                | 6 | 710-734 |
| <i>Аранович Л.Я.</i> “В кильватере большого корабля”: плавание продолжается!                                                                                                                                                                                                                                      | 1 | 3-4     |
| О.А. Богатилов 15.12.1934—01.03.2022                                                                                                                                                                                                                                                                              | 6 | 646     |
| Авторский указатель за 2024 г.                                                                                                                                                                                                                                                                                    | 6 | 752-753 |