Том 32, Номер 4

Июль - Август 2024

ISSN 0869-5903



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





СОДЕРЖАНИЕ

Том 32, номер 4, 2024

_

Амуджиканская вулкано-плутоническая ассоциация восточной части Западно-Станового супертеррейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс): возраст, источники и тектоническое положение	
А.М. Ларин, А.Б. Котов, Е.Б. Сальникова, В.П. Ковач, В.М. Саватенков, С.Д. Великославинский, С.Д. Ризванова, Н.А. Сергеева, Т.М. Сковитина, Н.Ю. Загорная	415
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)	
О.М. Туркина, А.В. Плюснин, Т.В. Донская, И.О. Афонин, С.С. Санин	446
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	
С.А. Бушмин, Е.А. Вапник, М.В. Иванов, А.Б. Кольцов, Ю.М. Лебедева, О.В. Александрович, Е.В. Савва	471
Распределение титана между цирконом и расплавом: экспериментальное исследование при высоких температурах	
А.А. Борисов, С.Е. Борисовский	497
Три типа распределения кристаллов оливина по размеру в дунитах Йоко-Довыренского расслоенного массива как сигналы различной истории их кристаллизации	
Соболев С.Н., Арискин А.А., Николаев Г.С., Пшеницын И.В.	509

УДК552.2:551.72 (571.5)

АМУДЖИКАНСКАЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНО-СТАНОВОГО СУПЕРТЕРРЕЙНА (ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ ПОЯС): ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

© 2024 г. А.М. Ларин^{*a*, *}, А.Б. Котов^{*a*}, Е.Б. Сальникова^{*a*}, В. П. Ковач^{*a*}, В. М. Саватенков^{*a*}, С.Д. Великославинский^{*a*}, Н. Г. Ризванова^{*a*}, Н. А. Сергеева^{*a*}, Т. М. Сковитина^{*b*}, Н. Ю. Загорная^{*a*}

^аИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия

^bИнститут земной коры СО РАН, Иркутск, Россия *e-mail: larin7250@mail.ru Поступила в редакцию 25.09.2023 г. После доработки 21.10.2023 г. Принята к публикации 24.11.2023 г.

Выполнены геохронологические (U-Pb по цирконам ID-TIMS), изотопно-геохимические (Nd. Sr. Pb) и геохимические исследования пород амананского и амулжиканского интрузивных комплексов и вулканитов укурейской свиты в восточной части Западно-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского складчатого пояса. Обоснована принадлежность гранитоидов этих комплексов к высококалиевым адакитам С-типа. Установлена когенетичность исследованных пород, позволяющая объединить их в одну амуджиканскую вулкано-плутоническую ассоциацию, сформированную в возрастном интервале $133 \pm 1 - 128 \pm 1$ млн лет. Магматические комплексы этой ассоциации вхолят в состав Станового вулкано-плутонического пояса. простирающегося в субширотном направлении от Тихого океана вглубь Северо-Азиатского континента более чем на 1000 км параллельно Монголо-Охотской сутурной зоне и сшивающего тектонические структуры Джугджуро-Станового и Западно-Станового супертеррейнов. Формирование Станового пояса связано с закрытием Монголо-Охотского океана и коллизией континентальных масс Северо-Азиатского и Сино-Корейского континентов на рубеже ~140 млн лет. Последовавший за этим коллапс коллизионного орогена, сопровождавшийся крупномасштабным литосферным растяжением и деламинацией нижней части континентальной литосферы, привели к апвеллингу астеносферной мантии, вызвавшему выплавление базитовых расплавов шошонитового типа из литосферной мантии и анатектических коровых расплавов адакитового типа, смешение которых привело к формированию родоначальных магм амуджиканской магматической ассоциация. Коровый компонент в составе источника имел гетерогенную природу и был окончательно сформирован в результате раннемелового коллизионного события. Для него типичны верхнекоровые изотопные параметры – повышенные значения Rb/Sr и U/Pb и пониженное Sm/Nd в источнике. Мантийный компонент представлен веществом обогащенной литосферной мантии Центрально-Азиатского складчатого пояса, формирование которой связано с субдукционными процессами на стадии закрытия Монголо-Охотского палеоокеана, в ходе которых происходило метасоматическое преобразование мантии с привносом в нее расплавов и флюидов, несущих изотопные параметры, отвечающие источнику EMII-типа или верхней коры.

Ключевые слова: гранитоиды, рапакиви, источники, континентальная кора, мантия, постколлизионная геодинамическая обстановка, геохронология, изотопная геохимия, петрогенезис, Центрально-Азиатский складчатый пояс, Монголо-Охотская сутурная зона **DOI:** 10.31857/S0869590324040015 **EDN:** BZSHIV

введение

Поздний мезозой для востока Азии — время резкого доминирования внутриплитного магматизма. В южном складчатом обрамлении Сибирского кратона в субширотном направлении параллельно Монголо-Охотской сутурной зоне протягивается более чем на 1000 км Становой вулкано-плутонический пояс, сшивающий тектонические структуры Джугджуро-Станового и Западно-Станового супертеррейнов (рис. 1а). В восточной наиболее



Рис. 1. (а) Геологическое положение позднемезозойского Станового вулкано-плутонического постколлизионного пояса в складчатом обрамлении Сибирской платформы. 1 – Сибирский кратон; ДСС – Джугджуро-Становой раннедокембрийский супертеррейн, претерпевший в мезозое интенсивную структурно-метаморфическую и тектоно-магматическую переработку; 2–4 – складчатые пояса: 2 – Центрально-Азиатский (E3TK – Енисей-Забайкальский тектонический коллаж, ЗСС – Западно-Становой супертеррейн, АМ – Амурский микроконтинент), 3 – Монголо-Охотский, 4 – Сихотэ-Алинский; 5, 6 – позднемезозойские рифтовые системы: 5 – Западно-Забайкальская, 6 – Становой вулкано-плутонический пояс; 7 – рис. 16.

(б) Схема размещения амананского, амуджиканского и укурейчского магматических комплексов Станового вулкано-плутонического пояса в зоне сочленения Джугджуро-Станового и Западно-Станового супертеррейнов, по (Государственная ..., 2009) с изменениями. 1, 2 – дораннемеловые метаморфические и магматические породы: – Джугджуро-Станового супертеррейна (гнейсы, гнейсограниты и мигматиты станового комплекса, кристаллосланцы ларбинской и дамбукинской серий и магматические породы раннего докембрия и раннего мезозоя), 2 – Западно-Станового супертеррейна (гнейсы, сланцы и мигматиты тунгирской, ирмакитской и верхнеолекминской серий, кристаллические сланцы могочинского комплекса, магматические породы ранедокембрийского, палеозойского и раннемезозойского возраста; 3 – раннемеловые коллизионные гранитоиды древнестанового и позднестанового комплексов; 4-8 - геологические образования раннемелового Станового вулкано-плутонического пояса: 4 — гранитоиды амуджиканского комплекса, 5 — укурейский трахиандезит-риолитовый вулканический комплекс (свита) и нерчинская серия, 6 – гранитоиды амананского комплекса, 7 – гранитоиды тындинско-бакаранского комплекса, 8 – терригенные породы инегирской серии и тигнинской свиты; 9 – Монголо-Охотский складчатый пояс; 10 – дизъюнктивные нарушения (а – главные, б – второстепенные); 11 – места отбора геохронологических и изотопно-геохимических проб. Буквами в кружках обозначены структурные швы (Д – Джелтулакский, СТ – Северо-Тукурингрский); буквами в ромбах – межблоковые разломы (УИ – Урюмо-Инарогдинский, МС-Могоча-Сергачинский), буквами в квадратах – тектонические блоки Западно-Станового супертеррейна (У – Урканский, УО – Уруша-Ольдойский, ТО – Тунгиро-Олекминский).

изученной части этого пояса, в пределах Джугджуро-Станового супертеррейна, выделяется два этапа его формирования: батолитовый (128-116 млн лет) и рифтовый (117–101 млн лет) (Ларин и др., 2018а). С первым этапом связано формирование батолитов, сложенных породами диорит-гранодиорит-гранитной ассоциации удского комплекca (116 \pm 1 млн лет) на востоке и диорит-монцонит-гранитной ассоциации тындинско-бакаранского и ларбинского комплексов (127-122 млн лет) на западе супертеррейна (Ларин и др., 2014а, 2021, 2022; Тимашков и др., 2015). С рифтовым этапом связано формирование впадин и грабенов, выполненных меловыми вулканогенно-осадочными породами, внедрение роев даек и малых интрузивных тел разнообразного состава. Вулканические породы представлены как породами, варьирующими по составу от андезитобазальтов до андезитов и трахиандезитов (117–115 млн лет), так и бимодальной базальт-риолитовой серией (110 млн лет) (Бучко и др., 2016; Сорокин и др., 2012, 2013; Тимашков и др., 2015). Малые тела ираканского, невачанского и джелиндаканского комплексов, сложенные монцодиоритами, кварцевыми монцонитами, кварцевыми сиенитами и гранитами формировались в возрастном интервале 110–101 млн лет (Неймарк и др., 1996; Стриха, 2012). С ними ассоциируют рои даек олекма-станового комплекса, в состав которых входят лампрофиры, кварцевые монцодиорит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры и гранит-порфиры.

В Западно-Становом супертеррейне в состав этого пояса включают гранитоиды амуджиканского граносиенит-гранитного комплекса и ассоциирующие вулканиты трахиандезит-риолитового комплекса нерчинской серии и трахидацит-трахириолитового комплекса укурейской свиты (Государственная ..., 2009; Стриха, 2006), развитые в юго-восточной его части в пределах Урканского и Уруша-Ольдойского тектонических блоков (рис. 1б). По мнению (Государственная ..., 2009), вулканические и интрузивные породы этих комплексов комагматичны и представляют собой единую вулкано-плутоническую ассоциацию. Характерной особенностью амуджиканского комплекса является его металлогеническая специализация на золото и молибден. С гранитоидами комплекса ассоциируют золоторудные месторождения в том числе и такие крупные как Дарасунское, Березитовое, Кировское и Перевальное.

Возрастное положение гранитоидов амуджиканского комплекса определяется эруптивными контактами с раннемезозойскими гранитами нерчуганского комплекса и верхнеюрскими вулканогенно-осадочными породами нерчинской серии и укурейской свиты. Верхний возрастной предел устанавливается по наличию гальки этих гранитоидов в базальных конгломератах нижнемеловой

инегирской серии (Государственная ..., 2009). Однако датирование гранитоидов амуджиканского комплекса различными методами дает достаточно широкий диапазон их формирования от 160 и до 125 млн лет. При этом наиболее древние значения получены исключительно для западной части Западно-Станового супертеррейна. В частности, в пределах Дарасунского золоторудного поля в результате датирования рудоносных гранодиорит-порфиров амуджиканского комплекса Rb-Sr методом были получены хорошо согласующиеся данные как по минеральным изохронам, так и изохронам по валовым пробам — 160 ± 0.4 млн лет (Чернышев и др., 2014). Аналогичные оценки возраста были получены U-Th-Pb методом по циркону (SIMS) для трех проб гранитоидов амуджиканского комплекса этого же рудного поля: 158 ± 3 млн лет. 159 ± 3 млн лет и 162 ± 3 млн лет (Государственная ..., 2019). Для восточной части супертеррейна возраст комплекса, полученный Rb-Sr методом, составляет 151 ± 8 млн лет по (Государственная ..., 2009) и 132 ± 3 млн лет по (Стриха, 2006). Для Хайктинского и Джалиндинского массивов амуджиканского комплекса U-Th-Pb методом по циркону (LA-ICP-MS) были получены оценки возраста в интервале 138-125 млн лет (Вах и др., 2013). Для Хайкинского массива близкий возраст получен 40 Ar/ 39 Ar методом — 132 ± 2 млн лет (Сорокин и др., 2014б). Что касается возрастного положения нерчинской серии и укурейской свиты, то оно определяется налеганием слагающих их пород на раннемезозойские граниты нерчуганского комплекса и прорыванием гранитоидами амуджиканского комплекса.

Необходимо также отметить, что севернее зоны распространения гранитоидов амуджиканского комплекса и верхнеюрских вулканитов, в пределах Тунгиро-Олекминского тектонического блока развиты гранитоиды амананского комплекса, возраст которых принят как позднепермский (Государственная ..., 2009). Наше внимание к этим гранитоидам привлекли два обстоятельства. С одной стороны, по составу и структурно-текстурным особенностям они очень близки к гранитоидам амуджиканского комплекса, а с другой стороны, тем, что их возраст не может быть древнее раннего мела, поскольку они прорывают граниты древнестанового комплекса, возраст которых, согласно последним данным (Котов и др., 2014), оценивается как раннемеловой. Следует также отметить, что эти гранитоиды достаточно резко отличаются как по составу. так и по ряду структурно-морфологических особенностей от типичных гранитоидов амананского комплекса, развитых к югу от Урюмо-Инарогдинского разлома в пределах Урканской и Уруша-Ольдойской зон, на чем акцентируют внимание авторы геологической карты N-51 (Государственная ..., 2009). Для них также совершенно не характерна ассоциация

с вулканитами чичаткинской свиты верхнепермского возраста, с которыми типичные гранитоиды амананского комплекса южной части супертеррейна имеют эруптивные взаимоотношения.

Таким образом, полученные к настояшему времени геологические и геохронологические данные не позволяют достаточно точно оценить возраст формирования амуджиканской вулкано-плутонической ассониании. Также резонно встает вопрос о возможной принадлежности к этой ассоциации гранитоидов амананского комплекса Тунгиро-Олекминского блока и вопрос о возможной диахронности амуджиканского комплекса. Следовательно, точная оценка возраста этих магматических образований необходима для решения целого ряда важных проблем: (1) комагматичность гранитоидов и вулканитов этой ассоциации; (2) ее принадлежность к Становому вулкано-плутоническому поясу и, соответственно, вопрос о тектоническом положении ассоциации; (3) диахронность этой ассоциации; (4) генетическая связь золоторудной минерализации региона с магматическими поролами рассматриваемой ассониании. Кроме того. новые геохимические и изотопно-геохимические исследования рассматриваемых геологических образований, помогут оценить условия их формирования, идентифицировать источники и определить геодинамическую обстановку их образования, что является необходимым условием для разработки непротиворечивой модели эволюции позднемезозойского магматизма в истории геологического развития южного обрамления Сибирского кратона.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД АМУДЖИКАНСКОГО И АМАНАНСКОГО КОМПЛЕКСОВ И УКУРЕЙСКОЙ СВИТЫ

Магматические образования амуджиканского комплекса слагают ряд массивов площадью до 1000 км² и многочисленные мелкие тела. Преобладающим распространением пользуются многофазные интрузивные тела, сформированные в гипабиссальных условиях. Форма массивов штоко-, гарполито- и дайкообразная. Они имеют преимущественно однофазное, реже – многофазное строение. По данным (Государственная ..., 2009), в составе плутонов амуджиканского комплекса выделяется до трех интрузивных фаз. Первая фаза имеет незначительное распространение в краевых частях массивов или встречается в виде ксеноблоков среди пород второй фазы. В ее составе преобладают диориты, кварцевые монцониты и кварцевые монцодиориты, реже габброиды. В составе второй фазы доминируют кварцевые сиениты и граниты, кроме этого, встречаются гранодиориты, гранодиорит-порфиры и кварцевые сиенит-порфиры. Третья фаза представлена гранитами, лейкогранитами,

гранодиоритами, гранодиорит-порфирами и гранит-порфирами. Среди пород комплекса преобладают крупнозернистые и среднезернистые породы, нерелко с порфировилными структурами. Характерной особенностью гранитоидов амуджиканского комплекса являются маргинационные текстуры, выражающиеся в наличии крупных таблитчатых кристаллов розового калиевого полевого шпата с олигоклазовыми оболочками белого цвета. Постоянно наблюдается неравновесность состава вкрапленников и основной массы, обогащенной темноцветными минералами. Типоморфной особенностью пород комплекса является также присутствие порфировых выделений дымчатого кварца дипирамидальной формы. Все эти текстурные особенности характерны для типичных гранитов рапакиви древних платформ. Характерной особенностью пород комплекса является присутствие даже в наиболее кислых разностях, наряду с биотитом и роговой обманкой, пироксена. Основные акцессорные минералы представлены магнетитом и сфеном, в заметных количествах присутствуют ильменит, апатит, циркон, пирит, в небольших количествах – флюорит, барит, гематит, рутил, шеелит, ортит и молибденит.

Жильные образования представлены дайкои жилообразными телами мелкозернистых биотитовых гранитов и аплитов, а также поздней группой даек гранодиорит-порфиров, гранит-порфиров и лампрофиров, образующих пояса.

Позднеюрские вулканиты укурейской свиты и нерчинской серии, ассоциирующие с гранитоидами амуджиканского комплекса, развиты исключительно в пределах Урканского и Уруша-Ольдойского тектонических блоков, где они образуют грабен-синклинали, ориентированные преимущественно в субширотном и северо-восточном направлении.

Укурейская свита включает вулканические и вулканогенно-осадочные породы, такие как трахириолиты, риолиты, дациты, трахидациты, андезиты, трахиандезиты, трахиандезибазальты, их туфы, туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники и туфоалевролиты. Нижняя часть разреза сложена вулканитами среднего состава. В верхней части преобладают породы кислого состава. Мощность свиты составляет 150-600 м. Возраст укурейской свиты обоснован тем, что она с размывом залегает на раннетриасовых вулканитах десовской свиты, и прорывается позднеюрскими (?) гранитоидами амулжиканского комплекса. Палеонтологические находки указывают на позднеюрский возраст формирования осадочных пород комплекса. Изотопный возраст вулканитов варьирует в пределах 127-179 млн лет (Государственная ..., 2009).

В состав нерчинской серии входят риолиты, трахидациты, трахириодациты, трахиандезиты, трахиандезибазальты и их туфы с прослоями туфоконгломератов, туфопесчаников, аргиллитов и алевролитов. В пачке вулканических пород, мощностью около 450—520 м, лавы среднего состава занимают более высокие стратиграфические уровни, а в низах разреза залегают кислые и умеренно-кислые эффузивы с маломощными прослоями трахиандезитов (Государственная ..., 2009). Породы комплекса налегают на гранитоиды среднетриасового нерчуганского комплекса. Они перекрываются палеонтологически охарактеризованными отложениями нижнего мела и прорываются гранитоидами амуджиканского комплекса.

В рамках настоящей работы были изучены исключительно вулканические породы укурейской свиты, развитые как в пределах Хайктинского массива амуджиканского комплекса, вмещающего крупное золоторудное месторождение Березитовое, так и в его обрамлении (рис. 1б).

Породы амананского комплекса, развитые в пределах Тунгиро-Олекминского блока, образуют более крупные плутоны (от нескольких сотен до 1500 км²), нежели массивы амуджиканского комплекса в Урканском и Уруша-Ольдойском блоках. Преобладающим распространением пользуются многофазные интрузивные тела, сформированные в мезоабиссальных условиях. Форма массивов, вероятнее всего, пластинообразная. Мощность таких пластин по гравиметрическим данным не превышает 1.5-2.0 км (Государственная ..., 2009). В составе плутонов комплекса выделяют три фазы внедрения. Породы первой фазы развиты ограниченно и, главным образом, в краевых частях массивов. Среди пород первой фазы наиболее развиты диориты, кварцевые диориты, кварцевые монцониты, кварцевые монцодиориты, монцониты, реже габброиды. В составе пород второй фазы преобладают гранодиориты, граниты, кварцевые сиениты, сиениты. Третья фаза представлена кварцевыми сиенитами, гранитами и лейкогранитами. В гранитоидах этого комплекса также встречаются маргинационные текстуры, но несколько реже, чем в породах амуджиканского комплекса. По своим минералого-петрографическим особенностям они также достаточно близки к гранитоидам амуджиканского комплекса. В эндоконтактовых зонах массивов как амананского, так и амуджиканского комплексов широко проявлены явления гибридизма и минглинга. Жильные образования представлены аплитами, гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами и лампрофирами.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Определение содержаний главных элементов и элементов-примесей выполнено в Институте геологии и геохронологии докембрия (ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург) соответственно

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 № 4 2024

рентгенофлюоресцентным методом на приборе ARL 9800 и методом ICP-MS на масс-спектрометре ELEMENT 2. Концентрации элементов в образцах рассчитаны относительно международных стандартов BHVO-2, BCR-2, G-2, GSP-2. Химическое разложение проб проведено сплавлением с метаборатом лития. Ошибки определений содержаний элементов составляли 5–10%.

Геохронологические и изотопно-геохимические исследования выполнены в ИГГД РАН. Выделение акцессорного циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для U-Pb геохронологических исследований (ID-TIMS) кристаллы циркона подвергались многоступенчатому удалению поверхностных загрязнений в спирте, ацетоне и 1 М HNO₃. При этом после каждой ступени они промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялись по модифицированной методике Т. Е. Кроу (Krogh, 1973). В некоторых случаях для уменьшения степени дискордантности использовалась аэроабразивная обработка (Krogh, 1982). Для изотопных исследований использован изотопный индикатор ²³⁵U-²⁰²Pb. Определения изотопного состава Pb и U выполнены на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом и динамическом (с помощью электронного умножителя) режимах. Точность определения содержаний U и Рb и величины U/Pb составили 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Рb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ "PbDAT" (Ludwig, 1991) и "ISOPLOT" (Ludwig, 2003). При расчете возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана (Steiger, Jager, 1976). Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами (Stacey, Kramers, 1975). Все ошибки приведены на уровне 2σ .

Для Sm-Nd и Rb-Sr изотопных исследований навески около 100 мг, растертых в пудру образцов горных пород, к которым были добавлены смешанные изотопные индикаторы ¹⁴⁹Sm-¹⁵⁰Nd и ⁸⁵Rb-⁸⁴Sr, разлагались в тефлоновых бюксах в смеси HCl + + HF + HNO₃ при 110°C. Полнота разложения проверялась под бинокуляром. Rb и Sr выделены по стандартной методике с использованием ионно-обменных смол. Редкоземельные элементы (REE) были выделены посредством стандартной катионо-обменной хроматографии на колонках смолы BioRad AG1-X8 200-400 меш, а Sm и Nd с помощью экстракционной хроматографии на колонках LN-Spec (100-150 меш) фирмы Eichrom. Изотопные составы Sm, Nd и Sr измерены на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI, a Rb на масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в статическом режиме. Измеренные значения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd нормализованы к $^{146}Nd/^{144}Nd = 0.7219$ и приведены

к ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512115 в Nd стандарте JNdi-1. Средневзвешенное значение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в Nd стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512098 ± 7 (n = 7). Изотопные отношения Sr нормализованы к ⁸⁸Sr/⁸⁶Sr = 8.37521. Средневзвешенное значение ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в Sr стандарте SRM-987 за период измерений составило 0.710253 ± 8 (n = 6). Точность определения концентраций Sm, Nd, Rb и Sr – ±0.5%, изотопных отношений ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd – ±0.5%, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd – ±0.005%, ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr – ±0.5%, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr – ±0.05% (2 σ). Уровень холостого опыта не превышал 0.2 нг Sm, 0.5 нг Nd, 0.05 нг Rb и 0.7 нг Sr.

При расчете величин $\varepsilon_{Nd}(T)$ и модельных возрастов $T_{Nd}(DM)$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512638, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.1967) и деплетированной мантии (DM) по (Goldstein, Jacobsen, 1988) (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.513151, ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.21365). Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах для коровых (S-тип) гранито-идов и осадочных пород рассчитаны двустадийные ("коровые") Nd модельные возрасты $T_{Nd}(C)$ (Keto, Jacobsen, 1987), используя среднекоровое значение ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd = 0.12 (Taylor, McLennan, 1985).

Для измерения изотопного состава обыкновенного Рь пород использовались полевые шпаты, как минералы с наиболее низкими значениями µ (²³⁸U/²⁰⁴Pb). Образцы полевых шпатов выделялись по стандартным методикам. После чего фракции отмывались от поверхностных загрязнений 10% раствором двунатриевой соли этилендиаминтетрауксусной кислоты, затем растирались в пудру. После этого фракции полевых шпатов вышелачивались 0.5 N плавиковой кислотой при 20°C 10 мин, 11 N HCl 4 ч при 80°С, затем 12 ч при 20°С, далее по такой же схеме они выщелачивались 16 N HNO₃. Выщелачивание производилось для того, чтобы удалить возможно присутствующий радиогенный Рь. Остаток после выщелачивания разлагался при 110°С смесью концентрированных НF и HNO₃ Химическое выделение Pb и U из пород проводилось на анионообменной смоле Bio-RadAG1-X8 в растворах кислот HBr-HCl, согласно методике (Manhes et al., 1984). Изотопный анализ Рb и U выполнялся в остатках от вышелачивания и вышелоках на многоколлекторном масс-спектрометре Finnigan MAT-261 в режиме одновременной регистрации ионных токов исследуемых элементов с погрешностью внутри опыта 0.01% (2 σ). Изотопный состав Pb и U измерялся в одноленточном режиме на рениевых испарителях. Для измерений использовался силикатный эмиттер в смеси с Н₃РО₄. Общий уровень лабораторного загрязнения Pb и U не превышал 0.1 и 0.01 нг соответственно. Поправка изотопных отношений Pb на фракционирование проводилась по методике двойного изотопного разбавления с использованием изотопного индикатора ²³⁵U-²⁰⁴Pb-²⁰⁷Pb (Мельников, 2005). Ошибки измерения изотопных отношений 20⁶Pb/20⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb, определенные по серии параллельных анализов стандарта BCR-1, не превышают 0.03, 0.03 и 0.05% соответственно. Расчеты изотопных отношений и содержаний Pb и U проводили с использованием программы PBDAT (Ludwig, 1991). Расчеты модельных параметров проведены с помощью программы "ISOPLOT" (Ludwig, 1988).

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД АМУДЖИКАНСКОГО И АМАНАНСКОГО КОМПЛЕКСОВ И УКУРЕЙСКОЙ СВИТЫ

Породы амуджиканского комплекса характеризуются вариациями SiO₂ от 50 и до 72.1 мас. % при явном преобладании пород кислого состава (табл. 1). Они отличаются умеренными или повышенными содержаниями щелочей (рис. 2а) и существенными вариациями их отношений $((K_2O + Na_2O) = 7.12 - 10.50$ мас. % и $K_2O/Na_2O =$ = 0.67 - 1.50), а также повышенной известковистостью (CaO = 1.07–4.48 мас. %). В координатах K_2O-SiO_2 составы этих гранитоидов находятся, главным образом, в поле пород высококалиевой известково-щелочной серии и лишь частично в поле пород шошонитовой серии (рис. 26), при этом индекс агпаитности (A/NK) сравнительно невелик (0.65–0.87). На диаграмме (Na₂O + K₂O – - CaO)-SiO₂ большая часть точек их состава располагается в полях пород известково-щелочной и щелочно-известковой серий (рис. 2в). Индекс плюмазитности (A/CNK = 0.80-1.04) указывает на вариации составов пород от умеренно-глиноземистых до низкоглиноземистых (рис. 3). Железистость гранитоидов сильно варьирует (0.53-0.90), однако на диаграмме FeO*/(FeO* + MgO)- SiO_2 (рис. 2г) практически все точки лежат в поле магнезиальных пород.

Преобладающим типом мафических пород являются дайки лампрофиров и мафические инклавы, характеризующиеся вариациями SiO₂ от 50 до 63.5 мас. %. Они в основном принадлежат к умеренно-щелочному типу (рис. 2а). В координатах (Na₂O + K₂O - CaO)-SiO₂ большая часть точек их составов располагается в поле пород известково-щелочной серии (рис. 2б), а в координатах K₂O-SiO₂ – в поле высококалиевых и шошонитовых пород (рис. 2в). Степень железистости этих пород еще ниже, чем в гранитоидах (0.53–0.68).

Гранитоиды амуджиканского комплекса отличаются в целом невысокими содержаниями большинства некогерентных и когерентных элементов, за исключением Ва (642–1330 мкг/г), Sr (750–870 мкг/г) и Th (9–23 мкг/г) (табл. 1). На спайдердиаграмме (рис. 4) наблюдаются положи-



Рис. 2. Классификационные петрохимические диаграммы для пород Станового вулкано-плутонического пояса: (a) $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$; (b) $K_2O - SiO_2$; (b) $(Na_2O + K_2O - CaO) - SiO_2$ (Frost, Frost, 1997); (r) FeO*/(FeO* + MgO) - SiO_2 (Frost, Frost, 1997). 1–3 – магматические комплексы Западно-Станового супертеррейна: 1 – амуджиканский, 2 – амананский, 3 – укурейский; 4 – поле пород тындинско-бакаранского и удского комплексов Джугджуро-Станового супертеррейна (Стриха, 2006, 2012; неопубликованные данные авторов).

тельные аномалии Th, K и Sr, а также глубокие отрицательные аномалии Nb, Ta, P и Ti. Характерно также резкое обеднение HFS-элементами правой части спектра (Yb до 0.3–1.2 мкг/г, Lu до 0.05–0.17 мкг/г и Y до 4.5–13.3 мкг/г). Распределение REE в гранитоидах (рис. 4) сильно фракционированное ((La/Yb)_n = 30.6–66.3) с примерно близким уровнем фракционирования LREE и HREE ((La/Sm)_n = 3.5–6.2 и (Gd/Yb)_n = 3.1–5.9). Характерна вогнутая форма спектра в области распределения HREE. Еu-аномалия либо отсутствует, либо имеет слабо отрицательный характер (Eu/Eu* = 0.77–1.05). Значение Rb/Sr = 0.11–0.16 свидетельствует о сравнительно невысоком уровне дифференцированности этих гранитоидов.

Распределение микроэлементов в мафических породах, в целом близкое к таковому в гранитоидах (рис. 4), несколько отличаясь бо́льшим обогащением HFS-элементами правой части спектра. Содержания таких элементов, как V, Cr, Co, Ni соизмеримы с таковыми во внутриплитных толеитах и траппах или несколько ниже (см. Farmer, 2003).

Породы амананского комплекса по содержаниям оксидов петрогенных элементов и характеру их распределения весьма близки к породам амуджиканского комплекса (рис. 2). Небольшие отличия наблюдаются лишь в несколько бо́льшей роли гранитов в составе пород этого комплекса, а также в распределении щелочей. Как видно из диаграмм (Na₂O + K₂O)–SiO₂, (Na₂O + K₂O – CaO)–SiO₂ и K₂O–SiO₂ (рис. 2а-2в), для них характерна несколько более высокая кремнекислотность, щелочность и калиевость.

Геохимически гранитоиды амананского комплекса также достаточно близки к породам амуджиканского комплекса (табл. 1, рис. 4), несколько отличаясь слегка повышенными содержаниями

Компо-						Аманан	юкий к	омплека	;					Ам	уджикан компле	іский кс
ненты	A-119	A-121	A-123	A-141-10	A-108	A-118	A-120	A-126	A-128	A-127	A-125-3	A-141-4	A-141-3	A-271	A-272	A-325
SiO ₂	67.73	71.84	71.85	62.93	68.23	64.59	69.20	65.62	71.38	62.06	54.42	56.65	52.60	65.40	68.50	65.90
TiO ₂	0.35	0.26	0.37	0.55	0.35	0.65	0.38	0.39	0.30	0.55	1.39	0.92	1.48	0.60	0.64	0.71
Al_2O_3	15.58	14.50	15.22	18.17	15.12	16.67	15.71	16.50	14.78	18.79	17.44	20.89	17.98	14.90	14.30	15.4
FeO _{tot}	2.62	1.75	1.57	2.89	2.49	3.48	2.05	2.72	1.76	2.92	7.57	4.79	7.72	3.31	3.49	3.70
MnO	0.05	0.04	0.05	0.06	0.05	0.06	0.02	0.06	0.03	0.06	0.13	0.03	0.12	0.05	0.08	0.07
MgO	1.73	0.39	0.63	1.78	2.02	1.61	0.52	1.61	0.37	1.49	3.18	2.05	4.25	1.98	1.37	1.88
CaO	2.59	1.15	0.83	3.46	2.07	2.41	1.62	2.19	1.21	3.36	5.32	5.00	4.78	4.28	3.23	3.32
Na ₂ O	4.18	3.96	4.22	5.2	3.98	4.32	4.30	4.76	4.17	5.23	4.8	5.78	4.24	4.02	3.87	4.24
K ₂ O	4.32	5.30	4.72	4.06	4.68	5.06	5.07	4.27	5.11	4.56	3.27	2.37	4.98	3.90	3.29	3.88
P_2O_5	0.12	0.08	0.12	0.31	0.14	0.32	0.12	0.19	0.09	0.26	0.68	0.41	0.60	0.27	0.20	0.24
П.п.п.	0.60	0.38	0.50	0.10	0.70	0.50	0.51	0.70	0.42	0.30	0.67	0.97	0.80	0.48	0.45	0.27
Сумма	99.87	99.66	100.08	99.51	99.83	99.67	99.50	99.01	99.63	99.58	98.88	99.86	99.55	99.19	99.41	99.61
V	46	23	23	39	35	42	15	36	10	39	104	99	135	57	52	54
Cr	37	14	54	12	23	4.8	3.2	11	2	11	10	11	20	46	43	42
Ni	20	10	3.2	9	13	4 7	3.7	94	24	87	12	7.8	14	17	17	15
Co	75	29	3.4	6.6	67	62	2.2	62	15	5.6	16	10	17	84	21	9
Cu	12.0	6.48	0.29	2 74	15 30	20.4	13.7	19.9	14 7	26.2	35.2	20.0	69.0	6.10	9 19	5 45
Zn	41.0	49 7	63.6	51.4	32.9	59.1	46.6	49.4	39.0	50.4	122	58.3	115	46.0	55.2	47.9
Ga	18.6	21.0	23.8	20.2	16.3	19.2	19.4	18.2	17.2	20.9	23.6	20.0	22.7	21.4	20.4	19.7
Rh	129	225	213	71.9	142	121	112	101	90.5	81.3	115	33.4	157	129	123	102
Sr	614	422	382	948	427	745	588	759	420	1240	749	1800	1210	870	750	861
V N	14	6 53	9.42	7.80	10.3	11 7	8 3 3	9.72	5.02	11.8	19.4	7.61	26.2	9 4 4	12.1	13.3
r 7r	178	176	190	213	139	205	200	137	154	269	19.4	278	307	216	207	190
Hf	4 42	4 95	не опр	не опр	4 09	5 21	5 38	3 46	4 07	5 88	4 70	5.92	6.92	5 88	5 95	не опр
Nh	15.1	14.8	28.0	8 50	13.2	14 4	11.4	11.0	8.65	9.83	24.1	6.82	15.1	12.00	15.2	12.8
Та	1 28	1 00	2 3 2	0.50	1 55	1 15	1.05	0.82	0.69	0.78	2 04	0.02	0.77	0.73	104	1.05
Ph	25.5	25.9	34.4	22.0	28.4	7 14	21.0	27.9	17.8	19.2	12.01	8.94	17.8	13.2	25.3	10.4
Th	20.6	25.9	41.52	13.64	32.4	17.4	18.4	12.8	17.0	10	14.1	4 27	13.4	22	23.5	15.84
II	3 49	2 70	4 34	1 21	4 95	2.69	4 96	2 99	1.87	2 11	3 66	1.27	2 43	3.89	4 31	195
Ba	1200	1040	659	1183	588	1270	1280	1070	976	2090	602	826	2020	964	642	853
La	40.3	42 7	61.9	44.8	40.7	62.4	60.8	44 5	38.8	55 1	70.9	43 7	71.8	49.5	55	47.9
Ce	80.3	75.8	122	78.9	79.2	127	96.8	77.9	70.7	121	166	80.2	151	90.1	101	106
Pr	9.12	7.63	11.0	8.95	8 28	12.9	11.3	7.67	78	13.7	19.1	8.82	17.5	92	10.5	11.5
Nd	32.7	25.1	39.6	31.3	26.9	44.8	38.4	25.0	25.4	49.1	69.0	33.4	64.7	32.3	38.4	42.9
Sm	5 75	3.68	5 73	4 88	4 14	7 14	5 92	4 04	3 77	9.07	11.8	5 11	12.0	5.05	5 98	6 78
Fu	1 16	0.77	0.90	1.00	0.81	1 4 5	1.28	1.01	0.93	2.02	2.60	2 22	2 75	1 4 4	1.36	1 47
Gd	3 75	2.65	3.81	3.66	3.07	4 91	3.93	2.86	2.60	5 24	9.21	3 59	9.56	3.83	4.62	4 72
Th	0.47	0.33	0.44	0.44	0.34	0.56	0.45	0.34	0.27	0.56	0.84	0.38	1 14	0.42	0.5	0.59
Dv	2 47	1 4 5	197	1.70	1.89	2 70	1.95	1.85	1.26	2.67	4 10	1.68	5 40	2.03	2.67	2.69
Но	0.45	0.22	0.32	0.20	0.35	0.43	0.26	0.34	0.16	0.47	0.67	0.20	0.07	0.33	0.41	0.44
Er	1.28	0.22	0.52	0.2)	1.06	1.00	0.20	0.07	0.10	1.07	1.68	0.23	2.37	0.55	1.06	1 17
Tm	0.21	0.50	0.88	0.71	0.16	0.17	0.09	0.92	0.41	0.14	0.24	0.75	0.32	0.80	0.17	0.17
Vh	1.50	0.08	0.12	0.10	0.10	0.17	0.10	0.10	0.00	0.14	1.41	0.08	2.03	0.15	1.12	1.07
In	0.20	0.57	0.75	0.37	0.95	0.85	0.37	0.95	0.41	0.82	0.19	0.58	0.21	0.71	0.16	0.15
VBEE	180	162	2/0	178	168	266	20.078	168	153	261	358	181	342	106	222	228
$(I_a/Vb)_n$	18 15	50 62	57.27	53 17	29.57	50.80	72 08	32 22	63.05	45 /1	33.08	50 01	23 00	47 11	33.18	30.28
(La/Sm)n	4 /1	7 30	6 70	5 78	6 10	5 50	6.46	6.03	6.48	3.87	3 78	5 38	23.90	6 17	5 70	4 15
(Gd/Vb)n	2.02	3.77	4 22	5 20	2.17	4 70	5 50	2/0	5 1/	5.02	5.70	5.30	3.27	Δ 27	3.19	3.50
Eu/Eu*	0.76	0.75	0.50	1.06	0.60	0.75	0.81	1.01	0.01	0.80	0.76	1.58	0.78	1.00	0.70	0.70
Eu/Eu	0.70	0.75	0.39	1.00	0.09	0.75	0.01	1.01	0.91	0.09	0.70	1.30	0.70	1.00	0.79	0./9

Таблица 1. Химический состав представительных образцов интрузивных пород амуджиканского и амананского комплексов и вулканитов укурейской свиты

$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	Компо-				Амуджи комі	канский						Y	курейска	я свита	a		
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	ненты	A-328	A-329	A-324	A-326	K-157	K-159	A-325-1	A-326-1	A-330	A-330-2	A-330-3	A-330-4	A-331	A-331-1	A-331-2	A-538
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	SiO	66.20	66.70	69.60	67.30	68.13	65.44	57.90	63.50	61.20	62.50	61.92	60.60	53.10	51.40	54.30	68.10
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	TiO ₂	0.65	0.54	0.42	0.44	0.47	0.70	0.99	0.77	0.76	0.68	0.77	0.84	0.75	0.91	0.72	0.41
FeO ₆₀ 3.84 3.05 2.09 2.84 1.11 3.23 5.88 3.77 4.77 4.29 4.7 5.21 6.91 6.64 6.69 3.15 MnO 0.06 0.03 0.05 0.03 0.05 0.09 0.04 0.06 0.06 0.04 0.10 0.12 0.13 0.10 0.06 MgO 1.77 1.8 0.53 1.63 1.23 2.39 4.77 2.16 3.36 5.28 3.28 4.33 4.73 9.34 4.52 2.01 CaO 3.24 3.77 4.16 4.32 3.96 4.10 4.37 3.63 2.61 3.39 3.65 5.00 2.75 4.92 3.63 KQ 0.21 0.23 0.11 0.17 0.16 0.32 0.42 0.28 0.22 0.22 0.22 0.22 0.23 0.31 0.31 0.30 0.31 0.31 0.30 0.23 1.64 0.28	Al_2O_3	15.2	14.9	15.6	15.7	16.14	15.33	15.3	16.2	14.5	14.4	14.79	14.7	17.6	14.9	17.1	13.9
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	FeO _{tot}	3.84	3.05	2.09	2.84	1.11	3.23	5.88	3.77	4.77	4.29	4.7	5.21	6.91	6.64	6.69	3.15
$ \begin{array}{ c c c c c c c c c c c c c c c c c c c$	MnÖ	0.06	0.06	0.03	0.05	0.03	0.05	0.109	0.04	0.06	0.06	0.04	0.10	0.12	0.13	0.10	0.06
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	MgO	1.77	1.8	0.53	1.63	1.23	2.39	4.77	2.16	3.36	5.28	3.28	4.33	4.73	9.34	4.52	2.01
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	CaO	3.24	3.71	1.69	2.88	2.72	4.1	6.04	4.24	3.31	2.36	2.63	5.27	4.48	6.11	4.16	2.91
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Na ₂ O	4.21	4.05	4.77	4.16	4.32	3.96	4.10	4.37	3.63	2.61	3.39	3.65	5.00	2.75	4.92	3.63
$ \begin{array}{cccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	K ₂ O	4.03	4.07	4.41	3.87	4.05	3.41	3.34	3.02	3.59	3.44	3.87	2.94	2.20	2.14	2.27	4.24
$ \begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	P_2O_5	0.21	0.23	0.11	0.17	0.16	0.32	0.42	0.28	0.25	0.22	0.27	0.25	0.31	0.31	0.30	0.12
Cymma 99.81 99.40 99.72 99.41 98.47 99.64 99.33 99.32 99.91 99.55 98.24 99.28 99.23 99.33 99.09 99.17 V He orip. 53 25 43 50 47 110 122 He orip. 91 78 107 142 170 142 58 Cr He orip. 73 34 9.3 18 2.8 9.2 44 18 He orip. 188 144 206 76 211 67 48 Ni He orip. 73 33 6.2 5.7 73 19 15 He orip. 188 144 21 23 25 21 10 Cu He orip. 61.4 40.2 48.8 52.1 54.9 91.2 63.5 He orip. 20 18.5 19.7 20.6 19.6 18.1 18.5 Ga He orip. 21.3 <td< td=""><td>П.п.п.</td><td>0.388</td><td>0.29</td><td>0.462</td><td>0.37</td><td>0.51</td><td>0.71</td><td>0.487</td><td>0.97</td><td>4.48</td><td>3.71</td><td>2.58</td><td>1.39</td><td>4.02</td><td>4.7</td><td>4.01</td><td>0.64</td></td<>	П.п.п.	0.388	0.29	0.462	0.37	0.51	0.71	0.487	0.97	4.48	3.71	2.58	1.39	4.02	4.7	4.01	0.64
VHe onp.5325435047110122He onp.917810714217014258CrHe onp.771941143016840He onp.138144206762116748NiHe onp.349.3182.89.24418He onp.46446735733023CoHe onp.10.87.166.860.8415.542.712.3He onp.18142123252110CuHe onp.16.440.248.852.154.991.263.5He onp.8.433.76.0722.554.11721.2ZnHe onp.61.440.248.852.154.991.263.5He onp.75.686.467.172.393.67556.2GaHe onp.1311301039110698.969.110190.392.361.251.352.548.9140Sr8418378778398707981010888701665644906879786771445Y14.310.84.719.134.5312.016.016.315.416.012.315.825.022.823.69.21Zr214197162166 </td <td>Сумма</td> <td>99.81</td> <td>99.40</td> <td>99.72</td> <td>99.41</td> <td>98.47</td> <td>99.64</td> <td>99.33</td> <td>99.32</td> <td>99.91</td> <td>99.55</td> <td>98.24</td> <td>99.28</td> <td>99.23</td> <td>99.33</td> <td>99.09</td> <td>99.17</td>	Сумма	99.81	99.40	99.72	99.41	98.47	99.64	99.33	99.32	99.91	99.55	98.24	99.28	99.23	99.33	99.09	99.17
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	V	не опр.	53	25	43	50	47	110	122	не опр.	91	78	107	142	170	142	58
Ni He onp. 34 9.3 18 2.8 9.2 44 18 He onp. 46 44 67 35 73 30 23 Co He onp. 7.3 3.3 6.2 3.5 7.3 19 15 He onp. 18 14 21 23 25 21 10 Cu He onp. 10.8 7.16 6.86 0.84 15.5 42.7 12.3 He onp. 8.4 33.7 6.07 22.5 54.1 17 21.2 Zn He onp. 61.4 40.2 48.8 52.1 54.9 91.2 63.5 He onp. 75.6 86.4 67.1 72.3 93.6 75 56.2 Ga He onp. 21.3 He onp. 20.3 18.5 20.5 He onp. 20 18.5 19.7 20.6 19.6 18.1 18.5 Rb 133 131 10.8 10.3 91.100 88.8	Cr	не опр.	77	19	41	14	30	168	40	не опр.	138	144	206	76	211	67	48
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Ni	не опр.	34	9.3	18	2.8	9.2	44	18	не опр.	46	44	67	35	73	30	23
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Co	не опр.	7.3	3.3	6.2	3.5	7.3	19	15	не опр.	18	14	21	23	25	21	10
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Cu	не опр.	10.8	7.16	6.86	0.84	15.5	42.7	12.3	не опр.	8.4	33.7	6.07	22.5	54.1	17	21.2
Ga He onp. 21.3 He onp. He onp. 20.3 18.5 20.5 He onp. He onp. 20 18.5 19.7 20.6 19.6 18.1 18.5 Rb 133 131 130 103 91 106 98.9 69.1 101 90.3 92.3 61.2 51.3 52.5 48.9 140 Sr 841 837 877 839 870 798 1010 888 701 665 644 906 879 786 771 445 Y 14.3 10.8 4.71 9.13 4.53 12.0 16.0 16.3 15.4 16.0 12.3 15.8 25.0 22.8 23.6 9.21 Zr 214 197 162 166 160 181 212 180 216 201 186 170 252 234 231 179 Hf 5.61 5.11 4.02 4.42 He onp. 4.64 5.48 4.82 5.56 5.52 5.03 4.31 <	Zn	не опр.	61.4	40.2	48.8	52.1	54.9	91.2	63.5	не опр.	75.6	86.4	67.1	72.3	93.6	75	56.2
Rb1331311301039110698.969.110190.392.361.251.352.548.9140Sr8418378778398707981010888701665644906879786771445Y14.310.84.719.134.5312.016.016.315.416.012.315.825.022.823.69.21Zr214197162166160181212180216201186170252234231179Hf5.615.11 4.02 4.42 He onp.4.64 5.48 4.82 5.56 5.52 5.03 4.31 6.05 6.15 5.12 4.38 Nb17.713.4 6.19 9.04 6.53 11.511.6 7.94 13.912.310.410.711.810.310.210.1Ta1.161.00 0.42 0.65 0.51 1.01 0.65 0.51 0.81 0.83 0.74 0.79 0.66 0.47 0.53 0.95 Pb16.229.125.817.514.620.827.114.4He onp.22.524.319.715.321.518.722.0Th18.123.0 9.53 12.3 3.95 18.715.1 6.94 5.6515.613.813.4 6.37 <td>Ga</td> <td>не опр.</td> <td>21.3</td> <td>не опр.</td> <td>не опр.</td> <td>20.3</td> <td>18.5</td> <td>20.5</td> <td>не опр.</td> <td>не опр.</td> <td>20</td> <td>18.5</td> <td>19.7</td> <td>20.6</td> <td>19.6</td> <td>18.1</td> <td>18.5</td>	Ga	не опр.	21.3	не опр.	не опр.	20.3	18.5	20.5	не опр.	не опр.	20	18.5	19.7	20.6	19.6	18.1	18.5
Sr8418378778398707981010888701665644906879786771445Y14.310.84.719.134.5312.016.016.315.416.012.315.825.022.823.69.21Zr214197162166160181212180216201186170252234231179Hf5.615.114.024.42He onp.4.645.484.825.565.525.034.316.056.155.124.38Nb17.713.46.199.046.5311.511.67.9413.912.310.410.711.810.310.210.1Ta1.161.000.420.650.511.010.650.510.810.830.740.790.660.470.530.95Pb16.229.125.817.514.620.827.114.4He onp.22.524.319.715.321.518.722.0Th18.123.09.5312.33.9518.715.16.945.6515.613.813.46.378.615.4725.4U3.344.131.741.910.372.583.292.014.294.304.104.000.921.931.135.38Ba </td <td>Rb</td> <td>133</td> <td>131</td> <td>130</td> <td>103</td> <td>91</td> <td>106</td> <td>98.9</td> <td>69.1</td> <td>101</td> <td>90.3</td> <td>92.3</td> <td>61.2</td> <td>51.3</td> <td>52.5</td> <td>48.9</td> <td>140</td>	Rb	133	131	130	103	91	106	98.9	69.1	101	90.3	92.3	61.2	51.3	52.5	48.9	140
Y14.310.84.719.134.5312.016.016.315.416.012.315.825.022.823.69.21Zr214197162166160181212180216201186170252234231179Hf5.615.114.024.42He onp.4.645.484.825.565.525.034.316.056.155.124.38Nb17.713.46.199.046.5311.511.67.9413.912.310.410.711.810.310.210.1Ta1.161.000.420.650.511.010.650.510.810.830.740.790.660.470.530.95Pb16.229.125.817.514.620.827.114.4He onp.22.524.319.715.321.518.722.0Th18.123.09.5312.33.9518.715.16.945.6515.613.813.46.378.615.4725.4U3.344.131.741.910.372.583.292.014.294.304.104.000.921.931.135.38Ba103095513301080129091793390799112501210108010208251150800	Sr	841	837	877	839	870	798	1010	888	701	665	644	906	879	786	771	445
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Y	14.3	10.8	4.71	9.13	4.53	12.0	16.0	16.3	15.4	16.0	12.3	15.8	25.0	22.8	23.6	9.21
Hf5.615.114.024.42He onp.4.645.484.825.565.525.034.316.056.155.124.38Nb17.713.46.199.046.5311.511.67.9413.912.310.410.711.810.310.210.1Ta1.161.000.420.650.511.010.650.510.810.830.740.790.660.470.530.95Pb16.229.125.817.514.620.827.114.4He onp.22.524.319.715.321.518.722.0Th18.123.09.5312.33.9518.715.16.945.6515.613.813.46.378.615.4725.4U3.344.131.741.910.372.583.292.014.294.304.104.000.921.931.135.38Ba103095513301080129091793390799112501210108010208251150800La52.548.131.433.919.947.557.333.245.948.543.742.541.446.338.546.0Ce11289.658.966.734.994.211066.090.290.284.485.080.990.674.379.	Zr	214	197	162	166	160	181	212	180	216	201	186	170	252	234	231	179
Nb 17.7 13.4 6.19 9.04 6.53 11.5 11.6 7.94 13.9 12.3 10.4 10.7 11.8 10.3 10.2 10.1 Ta 1.16 1.00 0.42 0.65 0.51 1.01 0.65 0.51 0.81 0.83 0.74 0.79 0.66 0.47 0.53 0.95 Pb 16.2 29.1 25.8 17.5 14.6 20.8 27.1 14.4 He onp. 22.5 24.3 19.7 15.3 21.5 18.7 22.0 Th 18.1 23.0 9.53 12.3 3.95 18.7 15.1 6.94 5.65 15.6 13.8 13.4 6.37 8.61 5.47 25.4 U 3.34 4.13 1.74 1.91 0.37 2.58 3.29 2.01 4.29 4.30 4.10 4.00 0.92 1.93 1.13 5.38 Ba 1030 955 1330 1080 1290 917 933 907 991 1250 1210 1080 1020 825 1150 800 La 52.5 48.1 31.4 33.9 19.9 47.5 57.3 33.2 45.9 48.5 43.7 42.5 41.4 46.3 38.5 46.0 Ce 112 89.6 58.9 66.7 34.9 94.2 110 66.0 90.2 90.2 84.4 85.0 80.9 90.6 <	Hf	5.61	5.11	4.02	4.42	не опр.	4.64	5.48	4.82	5.56	5.52	5.03	4.31	6.05	6.15	5.12	4.38
Ta 1.16 1.00 0.42 0.65 0.51 1.01 0.65 0.51 0.81 0.83 0.74 0.79 0.66 0.47 0.53 0.95 Pb 16.2 29.1 25.8 17.5 14.6 20.8 27.1 14.4 He onp. 22.5 24.3 19.7 15.3 21.5 18.7 22.0 Th 18.1 23.0 9.53 12.3 3.95 18.7 15.1 6.94 5.65 15.6 13.8 13.4 6.37 8.61 5.47 25.4 U 3.34 4.13 1.74 1.91 0.37 2.58 3.29 2.01 4.29 4.30 4.10 4.00 0.92 1.93 1.13 5.38 Ba 1030 955 1330 1080 1290 917 933 907 991 1250 1210 1080 1020 825 1150 800 La 52.5 48.1 31.4 33.9 19.9 47.5 57.3 33.2 45.9 48.5 43.7 <	Nb	17.7	13.4	6.19	9.04	6.53	11.5	11.6	7.94	13.9	12.3	10.4	10.7	11.8	10.3	10.2	10.1
Pb 16.2 29.1 25.8 17.5 14.6 20.8 27.1 14.4 He onp. 22.5 24.3 19.7 15.3 21.5 18.7 22.0 Th 18.1 23.0 9.53 12.3 3.95 18.7 15.1 6.94 5.65 15.6 13.8 13.4 6.37 8.61 5.47 25.4 U 3.34 4.13 1.74 1.91 0.37 2.58 3.29 2.01 4.29 4.30 4.10 4.00 0.92 1.93 1.13 5.38 Ba 1030 955 1330 1080 1290 917 933 907 991 1250 1210 1080 1020 825 1150 800 La 52.5 48.1 31.4 33.9 19.9 47.5 57.3 33.2 45.9 48.5 43.7 42.5 41.4 46.3 38.5 46.0 Ce 112 89.6 58.9	Та	1.16	1.00	0.42	0.65	0.51	1.01	0.65	0.51	0.81	0.83	0.74	0.79	0.66	0.47	0.53	0.95
Th 18.1 23.0 9.53 12.3 3.95 18.7 15.1 6.94 5.65 15.6 13.8 13.4 6.37 8.61 5.47 25.4 U 3.34 4.13 1.74 1.91 0.37 2.58 3.29 2.01 4.29 4.30 4.10 4.00 0.92 1.93 1.13 5.38 Ba 1030 955 1330 1080 1290 917 933 907 991 1250 1210 1080 1020 825 1150 800 La 52.5 48.1 31.4 33.9 19.9 47.5 57.3 33.2 45.9 48.5 43.7 42.5 41.4 46.3 38.5 46.0 Ce 112 89.6 58.9 66.7 34.9 94.2 110 66.0 90.2 90.2 84.4 85.0 80.9 90.6 74.3 79.7 Photos 112 89.6 58.9 67.7 34.9 94.2 110 66.0 90.2 84.4 85.0	Pb	16.2	29.1	25.8	17.5	14.6	20.8	27.1	14.4	не опр.	22.5	24.3	19.7	15.3	21.5	18.7	22.0
U 3.34 4.13 1.74 1.91 0.37 2.58 3.29 2.01 4.29 4.30 4.10 4.00 0.92 1.93 1.13 5.38 Ba 1030 955 1330 1080 1290 917 933 907 991 1250 1210 1080 1020 825 1150 800 La 52.5 48.1 31.4 33.9 19.9 47.5 57.3 33.2 45.9 48.5 43.7 42.5 41.4 46.3 38.5 46.0 Ce 112 89.6 58.9 66.7 34.9 94.2 110 66.0 90.2 90.2 84.4 85.0 80.9 90.6 74.3 79.7 Desite 121 0.01 5.41 10.2 12.8 5.62 101 101 2.65 2.52 110 5.73	Th	18.1	23.0	9.53	12.3	3.95	18.7	15.1	6.94	5.65	15.6	13.8	13.4	6.37	8.61	5.47	25.4
Ba 1030 955 1330 1080 1290 917 933 907 991 1250 1210 1080 1020 825 1150 800 La 52.5 48.1 31.4 33.9 19.9 47.5 57.3 33.2 45.9 48.5 43.7 42.5 41.4 46.3 38.5 46.0 Ce 112 89.6 58.9 66.7 34.9 94.2 110 66.0 90.2 90.2 84.4 85.0 80.9 90.6 74.3 79.7 De 121 0.01 6.65 71.6 5.41 10.2 10.2 10.1 10.1 2.55 2.22 111 2.21 77.7	U	3.34	4.13	1.74	1.91	0.37	2.58	3.29	2.01	4.29	4.30	4.10	4.00	0.92	1.93	1.13	5.38
$ \begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	Ba	1030	955	1330	1080	1290	917	933	907	991	1250	1210	1080	1020	825	1150	800
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	La	52.5	48.1	31.4	33.9	19.9	47.5	57.3	33.2	45.9	48.5	43.7	42.5	41.4	46.3	38.5	46.0
	Ce	112	89.6	58.9	66.7	34.9	94.2	110	66.0	90.2	90.2	84.4	85.0	80.9	90.6	74.3	79.7
PT 12.1 9.91 6.65 /.16 5.41 10.2 12.8 8.93 10.1 10.1 9.65 9.53 9.23 11.1 9.31 7.72	Pr	12.1	9.91	6.65	7.16	5.41	10.2	12.8	8.93	10.1	10.1	9.65	9.53	9.23	11.1	9.31	7.72
Nd 41.1 35.0 22.8 26.2 21.0 36.7 47.4 33.8 37.1 38.1 34.7 37.6 36.4 42.4 32.9 25.7	Nd	41.1	35.0	22.8	26.2	21.0	36.7	47.4	33.8	37.1	38.1	34.7	37.6	36.4	42.4	32.9	25.7
Sm 6.91 5.84 3.46 4.28 3.58 6.20 7.93 6.93 6.25 6.27 5.69 6.60 6.41 7.7 5.76 4.04	Sm	6.91	5.84	3.46	4.28	3.58	6.20	7.93	6.93	6.25	6.27	5.69	6.60	6.41	7.7	5.76	4.04
Eu 1.52 1.43 0.97 0.95 0.94 1.27 1.80 1.59 1.44 1.42 1.40 1.35 1.48 1.79 1.65 0.82	Eu	1.52	1.43	0.97	0.95	0.94	1.27	1.80	1.59	1.44	1.42	1.40	1.35	1.48	1.79	1.65	0.82
Gd 5.08 3.99 2.32 3.32 2.36 4.12 5.78 5.12 4.95 4.79 4.08 4.98 5.94 5.99 5.52 2.8	Gd	5.08	3.99	2.32	3.32	2.36	4.12	5.78	5.12	4.95	4.79	4.08	4.98	5.94	5.99	5.52	2.8
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$		0.65	0.46	0.2/	0.36	0.28	0.53	0.69	0.68	0.63	0.59	0.53	0.62	0.84	0.85	0.77	0.34
Dy 2.78 2.35 1.09 1.94 1.24 2.55 3.39 3.41 2.96 3.12 2.65 2.91 4.52 4.55 4.25 1.89	Dy	2.78	2.35	1.09	1.94	1.24	2.55	3.39	3.41	2.96	3.12	2.65	2.91	4.52	4.55	4.25	1.89
Ho 0.47 0.35 0.17 0.31 0.2 0.47 0.6 0.63 0.54 0.57 0.46 0.54 0.92 0.88 0.87 0.34	Ho	0.47	0.35	0.17	0.31	0.2	0.4/	0.6	0.63	0.54	0.57	0.46	0.54	0.92	0.88	0.87	0.34
Er 1.18 0.98 0.36 0.72 0.43 1.11 1.56 1.35 1.44 1.49 1.25 1.41 2.64 2.38 2.48 0.84	Er	1.18	0.98	0.36	0.72	0.43	1.11	1.56	1.35	1.44	1.49	1.25	1.41	2.64	2.38	2.48	0.84
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	1m	0.15	0.14	0.054	0.093	0.08	0.16	0.22	0.1/	0.22	0.23	0.1/	0.16	0.36	0.35	0.35	0.15
Yb 1.21 1.04 0.32 0.64 0.38 1.05 1.31 1.16 1.33 1.31 1.11 1.24 2.31 2.10 2.23 0.89	Yb	1.21	1.04	0.32	0.64	0.38	1.05	1.31	1.16	1.33	1.31	1.11	1.24	2.31	2.10	2.23	0.89
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	LU	0.1/	0.15	120	0.12	0.06	0.15	0.19	0.15	0.20	0.20	0.18	0.18	0.39	0.33	0.3/	0.09/
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	ZKEE	238	199	129	14/	91	206	251	10.3	203	207	190	195	194	21/	1/9	1/1
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	(La/YD)n	29.32	5 10	5 71	33.19	2 50	1 00.3/	29.30	13.34	23.32	23.02	20.00	23.10	12.11	14.9	11.0/	34.93
$\begin{array}{c c c c c c c c c c c c c c c c c c c $	(La/Sm)n	4./8	2.18	J./1	4.98	5.50	4.82	4.33	2.01	4.02	4.8/	4.83	4.05	4.00	3.78	4.21	1.1/
$\begin{array}{c ccccccccccccccccccccccccccccccccccc$	(Ou/IU)II Fu/Fu*	0.78	0.00	1.00	4.20	0.00	0.77	0.81	0.82	0.79	2.90	2.90	0.72	0.74	0.80	0.80	0.74

Примечание. Пробы А-128, А-271, А-272, А-325, А-328, А-329, А-324, А-326, А-119, А-121, А-123, А-108, А-118, А-120, А-126, К-157, К-159 — порфировидные биотитовые и биотит-роговообманковые граниты и кварцевые сиениты; А-127 — кварцевый монцодиорит; А-141-4 — монцодиорит; А-141-10 — кварцевый монцонит; А-125-3, А-325-1 — мафические инклавы в гранитоидах (сиенит и кварцевый монцодиорит соответственно); А-141-3, А-326-1 — лампрофиры; А-330, А-330-2, А-330-3, А-330-4 — трахиандезит-порфиры; трахиандезит-базальты и трахибазальты — А-331, А-331-2, А-331-1; гранит-порфир — А-538.



Рис. 3. Диаграмма A/NK–A/CNK по (Maniar, Piccoli, 1989) для пород Станового вулкано-плутонического пояса. A/NK = $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$; A/CNK = $Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$ в молекулярных количествах. Условные обозначения см. рис. 2.

ряда LIL-элементов – Ва (588–2090 мкг/г), Sr (380–1240 мкг/г), Rb (72–225 мкг/г), а также Th (10-42 мкг/г). Повышенные значения Rb/Sr в этих гранитоидах (до 0.56 в гранитах) указывают на несколько более высокую их дифференцированность по сравнению с породами амуджиканского комплекса. На спайдердиаграммах для гранитоидов (рис. 4) фиксируются положительные аномалии Rb, Th и K, глубокие отрицательные аномалии Nb, Та, Р и Ті и слабо выраженная отрицательная аномалия Ва. В гранитоидах повышенной основности появляются также небольшие положительные аномалии Ва и Sr и отрицательная аномалия Rb. Pacпределение REE в гранитоидах амананского комплекса близко к таковому для пород амуджиканского комплекса: $(La/Yb)_n = 18.1-72.1$, $(La/Sm)_n = 3.8-7.3$, $(Gd/Yb)_n = 2.03-5.6$ и Eu/Eu* = 0.59-1.06 (табл. 1, рис. 4).

Распределение микроэлементов в основных породах амананского комплекса мало отличается от аналогичных пород амуджиканского комплекса. Для них характерно обогащение LIL-элементами с наличием небольших положительных аномалий Ва и К и отрицательных — Nb, Ta, P, Ti. Характерной особенностью пород обоих комплексов является согласованность распределения некогерентных элементов в гранитоидах и основных породах, но с бо́льшим обогащением последних особенно в правой части спектра (рис. 4). Усиление кремнекислотности сопровождается обеднением HFS-элементами, особенно в правой части спектра, углублению отрицательных аномалий Ti, P, Ba и некоторому обогащению крупноионными элементами, такими как Th, Rb (рис. 4).

Вулканиты укурейской свиты варьируют по составу от трахибазальтов и трахиандезитобазальтов до трахидацитов и риолитов, с преобладанием пород среднего состава. На рис. 2 и 3 вулканиты укурейской свиты распологаются в поле составов магматических пород амуджиканского и амананского комплексов. Также и по составу элементов-примесей и характеру их распределения рассматриваемые вулканиты практически полностью идентичны магматическим породам этих интрузивных комплексов (рис. 4). Для них также характерно резкое обеднение HFS-элементами правой части спектра (Yb 1.1-2.3 мкг/г, Lu 0.2-0.4 мкг/г и Y 12-25 мкг/г), особенно резко проявленное для вулканитов кислого состава. Для последних свойственно также обогащение Rb, Th и U. Распределения REE в вулканитах (табл. 1, рис. 4) сильно фракционированное ((La/Yb)_n = 11.7–34.9, (La/Sm)_n = 3.8–7.2 и (Gd/Yb)_n = 2.0–3.2). Еu-аномалия имеет слабо отрицательный характер (Eu/Eu* = 0.72-0.89). Типична вогнутая форма спектра в области распределения HREE. Спектр REE демонстрирует также увеличение концентраций HREE по мере усиление основности пород.

Таким образом, для магматических пород обоих интрузивных комплексов характерен достаточно широкий спектр составов от основных пород и до типичных гранитов, но с преобладанием гранитоидов повышенной основности, таких как кварцевые монцониты, кварцевые монцодиориты, монцониты и кварцевые сиениты. Отличительной особенностью этих пород является повышенная щелочность и калиевость при достаточно низкой железистости. Кроме того, они отличаются весьма умеренными содержаниями некогерентных элементов за исключением Ba, Sr и Th. Целый ряд геохимических характеристик, таких как высокое содержание $Al_2O_3 = 14.1-20.9$ мас. %, низкие содержания TiO₂ (0.13-0.97 мас. %) и Y и Yb (4.5-14.0 мкг/г и 0.3–1.5 мкг/г соответственно), высокие значения Sr/Y и La/Yb соотвественно 40–192 и 27.0-107.1 при отсутствии или слабо выраженной отрицательной Еи-аномалии, сближают их с высококремнистыми адакитами и архейскими породами ТТГ-ассоциации (см. Kemp, Hawkesworth, 2004; Martin, 1999; Martin et al., 2005). В классификации (Frost et al., 2001) они отвечают низкожелезистым известково-щелочным гранитоидам. Типичные примеры – это каледонские гранитоиды Ирландии и Британии. Они трактуются как посторогенные шошонитовые гранитоиды и высококалиевые известково-щелочные гранитоиды. Таким образом, гранитоиды этих двух комплексов могут быть обозначены как низкожелезистые



Рис. 4. Спайдерграммы и графики распределения REE в породах Станового вулкано-плутонического пояса. Нормировано: примитивная мантия по (Sun, McDonough, 1989), хондрит по (Taylor, McLennan, 1985). Условные обозначения см. рис. 2. Залитые знаки — породы основного состава, незалитые — породы кислого и среднего состава.

известково-щелочные и щелочно-известковые высоко-К гранитоиды адакитового типа. В координатах Sr/Y–Y и (La/Yb)_n–Yb_n составы рассматриваемых гранитоидов попадают в поля адакитов и пород ТТГ-ассоциации (рис. 5). На дискриминационных диаграммах (Whalen et al., 1987) эти гранитоиды занимают граничное положение между орогенническими гранитоидами I-, S- и М-типов и гранитами А-типа (рис. 6). В целом по геохимическим характеристикам гранитоиды обоих комплексов могут быть классифицированы как адакиты С-типа, формирование которых связано с постколлизионными обстановками (Xiao, Clements, 2007). Вулканические породы укурейской свиты по своим



Рис. 5. Диаграммы Sr/Y–Y (Castillo, 2006) и (La/Yb)_n–Yb_n (Richards, 2007) для пород Станового вулкано-плутонического пояса. Условные обозначения см. рис. 2.



Рис. 6. Дискриминационные тектоно-магматические диаграммы для гранитоидов Станового вулкано-плутонического пояса. (a) Rb-(Y + Nb), по (Pearce et al., 1984); (б) ($K_2O + Na_2O$)/CaO-(Zr + Nb +Ce + Y), по (Whalen et al., 1987). Условные обозначения см. рис. 2.

геохимическим параметрам хорошо соответствуют этой общей геохимической последовательности.

Следует также отметить, что гранитоиды амананского и амуджиканского комплексов весьма близки по своим геохимическим особенностям гранитоидам тындинско-бакаранского комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна (рис. 2–6), доминирующего в составе восточного сегмента Станового вулкано-плутонического пояса. Некоторые отличия связаны с небольшим обогащением пород амуджиканской ассоциации щелочами, в первую очередь калием. Среди микроэлементов наблюдается также небольшое обогащение основных пород REE, Y, Zr, Hf и некоторое обеднение гранитоидов HREE и Y при небольшом обогащении Rb и Th.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb (ID-TIMS) ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геохронологические исследования выполнены для кварцевого сиенита амуджиканского комплекса (проба А-325), трахиандезита укурейской свиты

	I												
E	Размерная фракция		Ē	ŀ		Иза	отопные отн	ношения			Boal	раст, млн	L JIET
п/п	(мкм) и характеристика циркона	HaBecka, Mr	Pd, MKT/T	U, MKT/T	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	$^{207}\mathrm{Pb}/_{^{206}\mathrm{Pb}^{\mathrm{a}}}$	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁶ Pb ^a	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	Rho	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb
		×	варцевь	ий сиег	нит аму	джиканског	о комплекс:	а (проба А-3.	25)				
1	100–150, 40 3ep.	0.72	13.60	583	3938	0.0533 ± 1	0.1807 ± 1	0.1615 ± 3	0.0220 ± 1	0.78	152 ± 1	140 ± 1	342 ± 3
5	50-85, 20 3ep., A = 10%	0.13	8.30	353	2044	0.0523 ± 1	0.1857 ± 1	0.1564 ± 6	0.0217 ± 1	0.85	148 土 1	138 ± 1	300 ± 4
З	100-150, 30 3ep.	0.61	13.50	604	2243	0.0492 ± 1	0.1804 ± 1	0.1404 ± 2	0.0206 ± 1	0.79	133 ± 1	132 ± 1	163 ± 2
			Ĩ	рахиан	цезит ул	курейской с	виты (проб;	1 A-330)			-	-	
4	>100, 40 3ep.	1.06	11.7	474	1603	0.0521 ± 1	0.1792 ± 1	0.1620 ± 3	0.0225 ± 1	0.76	152 ± 1	144 ± 1	292 ± 3
5	85-100, 50 3ep.	0.77	13.2	576	2433	0.0502 ± 1	0.1874 ± 1	0.1472 ± 2	0.0213 ± 1	0.82	139 ± 1	136 ± 1	204 ± 2
9	50-85, A = 15%, 12 3ep.	0.08	28.9	1189	559	0.0491 ± 2	0.1817 ± 1	0.1439 ± 7	0.0213 ± 1	0.59	136 ± 1	136 ± 1	152 ± 9
٢	50-85, A = 10%, 10 3ep.	0.05	12.4	465	204	0.0490 ± 6	0.1934 ± 1	0.1412 ± 17	0.0209 ± 1	0.37	134 ± 2	133 ± 1	147 ± 26
				Гранит	аманағ	иского копле	экса (проба	A-123)					
8	85-100, 20 3ep.	0.18	20.5	908	884	0.0486 ± 1	0.2202 ± 1	0.1341 ± 6	0.0200 ± 1	0.46	128 ± 1	128 ± 1	127 ± 5
6	>100, 2 3ep. CLC	*	U/Pb :	= 43.1	260	0.0487 ± 4	0.1884 ± 1	0.1344 ± 12	0.0200 ± 1	0.39	128 ± 1	128 ± 1	133 ± 20
10	>100, 20 3ep.	*	U/Pb :	= 33.1	3227	0.0818 ± 1	0.2044 ± 1	0.3011 ± 9	0.0267 ± 1	0.89	267 ± 1	170 ± 1	1241 ± 3
Примеча А = 10% ного кон	ание. ^а Изотопные отношения – количество вещества, удал гтроля. Величины ошибок (2	(, скорректи снное в прс о) соответс	прованнь лцессе аэ твуют пс	ле на бла роабраз следни	анк и об зивной с м значал	ычный свине обработки циј щим цифрам.	ц; <i>Rho</i> – коэф ркона; CLC –	официент корן - кристаллы ці	сляции ошиб аркона выбра	JOK OTH Hbi c fic	ошений ²⁰ мощью к	⁷ Рb/ ²³⁵ U— атодолюм	²⁰⁶ Рb/ ²³⁸ U; инесцент-

Таблица 2. Результаты U-Pb геохронологических исследований циркона

ПЕТРОЛОГИЯ том

том 32 № 4 2024

АМУДЖИКАНСКАЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ

427

(проба А-330) и гранита амананского комплекса (проба А-123) из восточной части Западно-Станового супертеррейна. Места отбора проб показаны на рис. 16. Результаты исследований представлены в табл. 2 и на рис. 7 и 8.

Из кварцевых сиенитов (проба А-325) выделен акцессорный циркон, который представлен прозрачными и полупрозрачными идиоморфными и субидиоморфными кристаллами желтой окраски. Кристаллы имеют призматический облик и огранены призмами {100}, {110} и дипирамидами {101}, {111} (рис. 1, I–III). Их размер изменяется от 45 до 150 мкм, $K_{yдл} = 3.0-5.0$. Циркон из сиенитов характеризуется четко проявленной зональностью и секториальностью, а также присутствием реликтов унаследованных ядер (рис. 7, IV–VI).

Для геохронологических исследований были использованы три микронавески (20–40 зерен) циркона из размерных фракций 50–85 и 100–150 мкм. Точки его изотопного состава (\mathbb{N} 1–3 в табл. 2) располагаются на дискордии (рис. 8а), нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 130 ± 2 млн лет (верхнее пересечение – 1807 ± 140 млн лет, СКВО = 0.34). Морфологические особенности изученного циркона свидетельствуют о его магматическом происхождении, следовательно, полученное значение возраста 130 ± 1 млн лет мы принимаем в качестве возраста кристаллизации кварцевых сиенитов амуджиканского комплекса.

Циркон из трахиандезитов (проба A-330) представлен, главным образом, идиоморфными прозрачными, бесцветными или желтоватыми кристаллами длиннопризматического и призматического облика, которые огранены призмами {100}, {110} и дипирамидами {101}, {111}, {211} (рис. 7, VII–IX). Размер этих кристаллов изменяется от 50 до 200 мкм, $K_{yдл} = 2.5-3.0$. Для циркона характерна четко проявленная магматическая зональность и наличие во многих кристаллах реликтов унаследованных ядер (рис. 7, X–XII).

U-Pb геохронологические исследования проведены для наиболее чистых зерен как для "необработанного" циркона из размерных фракций 50-85, 85-100 и >100 мкм, так и циркона подвергнутого предварительной аэроабразивной обработке (табл. 2). Как видно на рис. 8а, точки изотопного состава изученного циркона № 4, 6 и 7 располагаются на дискордии, нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 134 ± 1 млн лет (верхнее пересечение -1529 ± 140 млн лет, СКВО = 3.3). Точка состава циркона из фракции 50-85 мкм, подвергнутого предварительной аэроабразивной обработке, располагается на конкордии, а его возраст составляет 133 ± 1 млн лет (CKBO = 0.11, вероятность конкордантности –75%) и совпадает в пределах погрешности с оценкой возраста, определяемой нижним пересечением дискордии, рассчитанной для трех точек состава циркона, с конкордией. Несколько правее дискордии располагается точка изотопного состава "необработанного" циркона из фракции 85–100 мкм, что может быть связано с разновозрастной компонентой унаследованного свинца в изученном цирконе. Значение конкордантного возраста 133 ± 1 млн лет может быть использовано в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации циркона из трахиандезитов укурейской свиты.

Циркон, выделенный из пробы A-123 гранитов амананского комплекса, представлен прозрачными и полупрозрачными идиоморфными бесцветными или светло-желтыми кристаллами. Они обладают коротко-призматическим, реже призматическим, обликом, их размер изменяется от 50 до 200 мкм, $K_{yдл} = 2.0-3.0$ (рис. 7, XIII–XV). Кристаллы циркона характеризуется отчетливо проявленной зональностью и присутствием значительного количества минеральных, расплавных и газово-жидких включений (рис. 7, XIV–XV). В отдельных полупрозрачных зернах короткопризматического облика выявляются реликтовые унаследованные ядра.

Для проведения U-Pb геохронологических исследований были использованы как микронавески (20 зерен) наиболее прозрачных кристаллов, отобранных из размерных фракций 85—100 и > 100 мкм (табл. 2), так и единичные зерна, извлеченные непосредственно из препарата для катодолюминесцентных исследований (CLC методика, Poller et al., 1995) для контроля их внутреннего строения.

Точки состава единичных зерен (№ 9) и микронавески циркона из фракции 85-100 мкм (№ 8) располагаются на конкордии (рис. 8б), а величина конкордантного возраста данного циркона составляет 128 ± 1 млн лет (СКВО = 0.03, вероятность конкордантности – 86%). Циркон из более крупной фракции (№ 10) характеризуется более древним возрастом (²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb), что, очевидно, указывает на присутствие более древней компоненты радиогенного свинца. Нижнее пересечение дискордии, рассчитанной для трех точек изотопного состава изученного циркона, с конкордией соответствует возрасту 128 ± 1 млн лет (верхнее пересечение отвечает возрасту 2618 ± 25 млн лет, CKBO = 0.25). Значение конкордантного возраста 128 ± 1 млн лет отвечает наиболее точной оценке возраста кристаллизации изученного циркона.

Совокупность морфологических особенностей циркона из изученных гранитоидов амуджиканского и амананского комплексов и вулканитов укурейской свиты свидетельствует о его кристаллизации из расплава и отсутствии более поздних существенных посткристаллизационных потерь радиогенного свинца. Таким образом, полученные для

428



Рис. 7. Микрофотографии кристаллов циркона из проб А-325, А-330 и А-123, выполненные на сканирующем электронном микроскопе ABT 55: I–III, VII–IX, XIII – в режиме вторичных электронов; IV–VI, X–XII, XIV–XV – в режиме катодолюминесценции.



Рис. 8. Диаграмма с конкордией для циркона: (а) из проб А-325 и А-330, (б) из пробы А-123. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 2.

этих цирконов оценки возрастов 130 ± 1 , 128 ± 1 и 133 ± 1 млн лет отвечают возрасту кристаллизации расплавов, родоначальных для этих пород.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Sm-Nd изотопная систематика. Результаты Sm-Nd изотопных исследований рассматриваемых магматических пород приведены в табл. 3 и на рис. 9, 10, 11 и 13. ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd значение в них варьирует в пределах 0.0849–0.1078, что в целом близко к среднекоровому значению (0.11 \pm 0.02 млн лет; Millisenda et al., 1998). Все эти магматические породы имеют малорадиогенный изотопный состав Nd и характеризуются относительно небольшими вариациями величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ от –11.3 до –4.8 и Nd модельными возрастами $T_{Nd}(DM)$ от 1.1 до 1.6 млрд лет. В то же время коровые Nd модельные $T_{Nd}(C)$ возрасты этих пород составляют 1.3–1.9 млрд лет.

При этом породы амананского комплекса несколько отличаются от пород амуджиканского комплекса более широким диапазоном вариаций и менее радиогенным изотопным составом Nd. Трахиандезит укурейской свиты близок по изотопному составу Nd к ассоциирующим гранитоидам амуджиканского комплекса. Важно также отметить, что основные породы обоих интрузивных комплексов мало отличаются по изотопным характеристикам Nd от таковых гранитоидов.

На диаграмме є_{Nd}(T)-возраст (рис. 9а) точки изотопных составов гранитоидов и основных пород амуджиканского комплекса располагаются выше полей эволюции изотопного состава неодима всех вмещающих пород Урканского и Уруша-Ольдойского блоков (от раннедокембрийских метаморфических пород могочинского комплекса до юрских орогенических гранитоидов). Это указывает на то, что наряду с коровым компонентом в генезисе пород ассоциации участвует ювенильный, скорее всего, мантийный компонент. Анализ этой диаграммы свидетельствует о том, что наиболее вероятным коровым протолитом для рассматриваемых пород могло послужить вещество мезозойской континентальной коры, образованной в результате юрского орогенического события (поле эволюции изотопного состава Nd гранитоидов с возрастом 160-145 млн лет см. на рис. 9а). Древняя раннедокембрийская кора этих блоков (могочинский метаморфический комплекс) и герцинская кора (коллизионные позднедевонские гранитоиды), по-видимому, мало сказались в составе коровых источников гранитоидов амуджиканского комплекса.

Близкая, но несколько отличная, картина наблюдается и для пород амананского комплекса (рис. 9б). Изотопные составы гранитоидов $(\epsilon_{Nd}(T) = -11.3...-7.2)$ располагаются в области эволюции изотопных составов вмещающих раннемеловых коллизионных гранитоидов и метаморфических сланцев тунгирской серии или несколько ниже, смещаясь в область менее радиогенных составов Nd. Основные породы имеют наиболее радиогенный изотопный состав Nd ($\varepsilon_{Nd}(T)$ = = -6.2... -5.6). Таким образом, для пород амананского комплекса, развитых в Тунгиро-Олекминском тектоническом блоке, наиболее вероятным представляется гетерогенный коровый источник, в котором, наряду с веществом молодой коры, сформированной в ходе мезозойского орогенеза, принимает участие и более древний коровый компонент.

Rb-Sr изотопная систематика. Результаты Rb-Sr изотопных исследований приведены в табл. 3 и на рис. 10 и 11. Рассматриваемые гранитоиды отличаются низкими значениями ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr (0.2374– 0.4642), которые повышаются в высококремнеземистых гранитах до 1.701, и слегка повышенными

3MC-	
ИИ	
иаци	
соц	
ой ас	
Неск	
ино	
плут	
ано-	
вулк	
кой	
канс	
ижт.	
t amy	
íodoj	
и хих	
ичесн	
Mati	
й маі	
ани	
едон	
ИССЛ	
HILX	
OTOL	
Sr из	
Rb-	
Ndи	
Sm-]	
arы	
зулы	До
3. Pe	doll
ица .	ищих
Табл	щаю

ПЕТРОЛОГИЯ

том 32

<u>№</u> 4

2024

Номер пробы	Возраст, млн лет	Sm, MKT/T	Nd, MKT/T	147 Sm/ 144 Nd	$^{143}_{144}Nd/$	$\epsilon_{Nd}(T)$	Т _{Nd} (DM), млн лет	Т _{Nd} (С), млн лет	Rb, mkr/f	Sr, mkr/f	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	$^{87}\mathrm{Sr}/_{86}\mathrm{Sr}\pm2\sigma_{_{H3M}}$	${}^{(87}_{86}Sr)_{i}$	$\epsilon_{Sr}(T)$
						Амуджи	иканский ко	MILIEKC						
K-159	130	7.17	45.3	0.0956	0.512254 ± 3	-5.8	1160	1428	124.8	916	0.394	0.708665 ± 4	0.70794	51
K-157	130	4.10	25.2	0.0983	0.512301 ± 2	-4.9	1125	1355						
A-271	130	5.30	35.3	0.0908	0.512302 ± 4	-4.8	1056	1343	134.7	978	0.399	0.708677 ± 4	0.70794	51
A-272	130	6.02	38.3	0.0950	0.512237 ± 5	-6.1	1177	1455	127.5	795	0.464	0.708795 ± 4	0.70794	51
A-326	130	4.75	28.9	0.0992	0.512250 ± 2	-6.0	1202	1440	112.8	921	0.354	0.708727 ± 4	0.70807	53
A-325	130	7.73	48.3	0.0968	0.512236 ± 7	-6.2	1196	1458	125.2	993	0.365	0.708558 ± 4	0.70788	50
A-325-1	130	9.51	58.4	0.0986	0.512249 ± 2	-6.0	1197	1440	137.5	1407	0.283	0.708210 ± 8	0.70769	47
						Аман	анский ком	плекс						
A-119	128	5.32	33.9	0.0948	0.512129 ± 2	-8.3	1312	1629						
A-121	128	3.76	25.8	0.0881	0.511969 ± 4	-11.3	1437	1880						
A-123	128	5.44	38.7	0.0849	0.511971 ± 7	-11.2	1399	1873	234	397	1.701	0.711442 ± 4	0.70835	57
A-141-10	128	5.72	37.5	0.0922	0.512182 ± 6	-7.2	1218	1540	95.6	1165	0.237	0.708158 ± 4	0.70773	48
A-141-3	128	11.93	70.3	0.1026	0.512239 ± 2	-6.2	1253	1461	169.1	1292	0.379	0.708166 ± 6	0.70748	44
A-141-4	128	5.70	38.4	0.0896	0.512260 ± 3	-5.6	1097	1410	39.8	2177	0.0529	0.707765 ± 4	0.70767	47
						$\mathbf{y}_{\mathbf{K}}$	урейская сві	АТА						
A-330	130	6.70	40.4	0.1001	0.512273 ± 1	-5.5	1181	1403	95.8	701	0.396	0.708728±5	0.70800	52
					Гранил	оиды дן	ревнестанов	ого компле	кса					
A-134	135	6.46	40.4	0.0967	0.512151 ± 7	-7.7	1298	1584						
A-139-3	135	5.23	40.1	0.0787	0.512060 ± 7	-9.2	1227	1703						
A-113	135	1.69	12.09	0.0845	0.512152 ± 7	-7.5	1174	1564						
A-112	135	4.15	26.4	0.0950	0.512062 ± 3	-9.4	1391	1723						
A-137	135	3.00	18.00	0.1008	0.512182 ± 7	-7.2	1301	1539						
					Метамор	фическ	ие породы т	унгирской	серии					
A-120/3	0	16.96	108.7	0.0943	0.512196±5	-8.6	1214	1214						
Примечани (кварцевый А-141-4 – м	е. Амуджик монцодиор афический и	анский 1 иг). Ама инклав (1	сомплекс ананский монцодис	: К-159 – і комплек орит). Уку	гранодиорит; Н с: А-119 – квар рейская свита: .		272 – гранит; іенит; А-121, рахиандезит.	А-271, А-32 А-123 – гран Древнестан	6, А-325 нит; А-1 [,] звой ком	– квари 41-10 – к пллекс: А	евый сие варцевый - 134 – гне	нит; А-325-1 – і монцонит; А- ейсовидный гра	мафически 141-3 – лам нодиорит, /	й инклав профир; А-139-3 —
гнейсовидн.	ый кварцеві	ый монц	онит, А-	113 и А-11	2 — гнейсовидн	ый грани	гт, А- 137 — гн	ейсовидный	кварцев	ый сиен	4T. A-120/	3 – биотитовый	й сланец.	

АМУДЖИКАНСКАЯ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ



Рис. 9. Диаграмма $\varepsilon_{Nd}(T)$ —возраст для магматических пород амуджиканской вулкано-плутонической ассоциации. (а) Породы амуджиканского комплекса и укурейской свиты Урканского и Уруша-Ольдойского тектонических блоков. Условные обозначения см. рис. 2 и 4. 1–4 — поля эволюции изотопного состава Nd вмещающих пород: 1 юрские орогенические гранитоиды (Ларин и др., 2002, 20146; Стриха, 2012); 2 — пермо-триасовые магматические породы Селенгино-Витимского вулкано-плутонического пояса (Ларин и др., 2002, 2009, 2010; Kotov et al., 2015); 3 — позднепалеозойские коллизионные граниты (Дриль и др., 2019; Ларин и др., 2013); 4 — раннедокембрийский могочинский инфракомплекс (Ларин и др., 2009, 2010; Kotov et al., 2015). (б) Породы амананского комплекса Тунгиро-Олекминского тектонического блока. Условные обозначения см. рис. 2 и 4. 1–3 — поля и линии эволюции изотопного состава Nd вмещающих пород: 1 — раннемеловые коллизионные гранитоиды древнестанового комплекса (табл. 3); 2 — пермо-триасовые магматические породы Селенгино-Витимского вулкано-плутонического пояса (Ларин и др., 2002, 2009, 2010; Kotov et al., 2015); 3 — биотитовый сланец тунгирской серии (табл. 3).



Рис. 10. Диаграмма $\varepsilon_{Nd}(T) - ({}^{87}Sr/{}^{86}Sr)_T$ для магматических пород амуджиканской вулкано-плутонической ассоциации. 1, 2 – амуджиканский комплекс (1 – гранитоиды, 2 – мафический инклав); 3, 4 – амананский комплекс (3 – гранитоиды, 4 – мафический инклав и лампрофир). 5 – трахиандезит укурейской свиты; 6 – раннемеловые гранитоиды позднестанового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна (Ларин и др., 2018а). 7 – поле составов мезозойских вулканитов Восточно-Монгольской вулканической области (Кузнецов и др., 2022). 8 - поле составов мезозойских (140-124 млн лет) вулканитов и гранитов Амурской микроплиты (Сорокин и др., 2014а). 9 – поле составов мезозойских лампроитов Алданского щита (Davies et al., 2006). ДМ, ВК и НК – область параметров деплетированной мантии, верхней коры и нижней коры соответственно.



Рис. 11. Корреляционные диаграммы для пород амананского комплекса: (a) $SiO_2 - \varepsilon_{Nd}(T)$ и (б) $SiO_2 - (\epsilon^8 Sr)_{T-1}$

значениями первичных 87 Sr/ 86 Sr (0.7077–0.7083), указывающими на источник с относительно повышенным значением Rb/Sr. Мафические породы несколько отличаются еще более низкими значениями 87 Rb/ 86 Sr (0.0529–0.3790) и первичных 87 Sr/ 86 Sr (0.7075–0.7077). Для трахиандезита укурейской свиты характерны значения 87 Rb/ 86 Sr и первичных 87 Sr/ 86 Sr (0.396 и 0.7080 соответственно), близкие к значениям этих параметров в гранитоидах повышенной основности амуджиканского комплекса.

Pb-Pb изотопная систематика. Изучены калиевые полевые шпаты, как минералы гранитоидов с наиболее низким значением U/Pb и относительно высоким содержанием свинца. Pb-изотопные

данные для остатков от кислотного выщелачивания калиевых полевых шпатов представлены в табл. 4 и на рис. 12 и 13. Главные особенности гранитоидов амуджиканского и амананского комплексов состоят в том, что они характеризуются модельными $\mu_2 = {}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$ значениями (9.30– 9.53) и $\kappa_2 = {}^{232}\text{Th}/{}^{238}\text{U}$ значениями (3.70–3.93), вычисленными по модели Стейси–Крамерса (Stacey, Kramers, 1975) и близкими по этим параметрам к среднему коровому свинцу (9.735 и 3.78 соответственно). Рь модельные возрасты в целом мало отличаются от возраста кристаллизации пород, а значения ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$, ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ и ${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ близки к модельным на возраст этих гранитов. Относительно небольшие вариации изотопных

Номер пробы	Комплекс	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb	μ ₂	κ2	Модельный возраст, млн лет					
	Гранито	оиды амуджи	канской вулка	аноплутониче	еской ас	ссоциац	ИИ					
K-159	Амуджиканский	18.401	15.511	38.184	9.3	3.7	-29					
A-271	Амананский	18.379	15.552	38.327	9.48	3.8	81					
A-141-10	Амананский	18.181	15.554	38.315	9.53	3.93	240					
Гранитоиды вмещающих пород												
A-134	Древнестановой	18.08	15.526	38.292	9.43	3.98	258					
A-113	Древнестановой	18.214	15.552	38.413	9.51	3.96	210					
A-136-2	Древнестановой	18.063	15.504	38.177	9.34	3.92	224					

Таблица 4. Рb-изотопные данные для остатков после выщелачивания калиевых полевых шпатов из гранитоидов амуджиканского и амананского комплексов и вмещающих пород

Примечание: Модельные параметры были вычислены по (Stacey, Kramers. 1975), $\mu_2 = {}^{238}U/{}^{204}Pb$ и $\kappa_2 = {}^{232}Th/{}^{238}U$ в источнике в настоящее время. К-159 – гранодиорит; А-271 – кварцевый сиенит; А-141-10 – кварцевый монцонит; А-134 – гней-совидный гранодиорит, А-113 – гнейсовидный гранит, А-136-2 – лейкогранит.

5

0

-5

-10

-15

-20

-25 16.0 ΗК

 $(T)_{Nd}(T)$

Рис. 12. Диаграммы в координатах ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb– ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb (а) и ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb–²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb (б) для магматических пород амуджиканской вулкано-плутонической ассоциации. Условные обозначения см. рис. 10, треугольник – раннемеловые коллизионные гранитоиды древнестанового комлекса. ДМ – модельный тренд изотопной эволюции Pb в деплетированной мантии, согласно (Kramers, Tolstikhin, 1997). КСК – тренд эволюции коры Сибирского кратона, согласно (Ларин и др., 2018а).

отношений Рь в полевых шпатах рассматриваемых гранитоидов, близость значений модельных возрастов и возрастов их кристаллизации, а также близкие и относительно низкие значения параметра μ₂ предполагают несущественную добавку радиогенного Pb с момента кристаллизации полевых шпатов. Таким образом, приведенные изотопные составы свинца в этих минералах с большой долей уверенности можно рассматривать как отвечающие составу обыкновенного Pb в источнике этих гранитов. Следует также отметить, что вмещающие раннемеловые граниты древнестанового комплекса близки по изотопному составу Рb гранитоидам амуджиканского и амананского комплексов, слегка отличаясь более примитивным составом Pb (табл. 4, рис. 12).



²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb

17.0

MΔ

18.0

19.0

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Представленные в статье новые геохронологические данные, демонстрирующие большое сходство возрастных оценок вулканических пород укурейской свиты и ассоциирующих гранитоидов амуджиканского комплекса, свидетельствуют об их когенетичности и принадлежности к единой вулкано-плутонической ассоциации раннемелового возраста. Геохимическая близость этих пород не исключает сделанный ранее вывод (Государственная ..., 2009) об их комагматичности. Возраст гранитоидов амананского комплекса Тунгиро-Олекминского блока совпадает с возрастом гранитоидов амуджиканского комплекса (с которыми их роднит также сходство составов и структурно-текстурных характеристик) и близок к возрастной оценке вулканитов укурейской свиты. Таким образом, в настоящее время с уверенностью можно утверждать, что в восточной части Западно-Станового супертеррейна в возрастном интервале $133 \pm 1 - 128 \pm 0.5$ млн лет была сформирована амуджиканская вулкано-плутоническая ассоциация, включающая в свой состав рапакивиподобные гранитоиды амананского и амуджиканского комплексов и вулканиты укурейской свиты.

Полученный нами возрастной интервал формирования этой ассоциации в целом достаточно близок к полученным ранее оценкам возраста амуджиканского комплекса восточной части Западно-Станового супертеррейна — 138—125 млн лет (Вах и др., 2013; Сорокин и др., 20146; Стриха, 2006), но позволяет его существенным образом уточнить, а также расширить спектр магматических образований этого возраста, когенетичных амуджиканским гранитоидам.



В то же время чрезвычайно важным обстоятельством является присутствие в западной части Западно-Станового супертеррейна гранитидов, также относимых к амулжиканскому комплексу (Государственная ..., 2009, 2019; Чернышев и др., 2014), и идентичных амуджиканским гранитам восточной части супертеррейна как по структурно-текстурным особенностям, так и по составу, но имеющим позднеюрский возраст. Как было выше сказано, возрастной интервал 162-158 млн лет был обоснован в результате реперного датирования гранитоидов амуджиканского комплекса в пределах Дарасунского золоторудного поля (Государственная ..., 2019; Чернышев и др., 2014) и не подлежит никаким сомнениям. В этой связи вполне резонно встает вопрос о возможной диахронности амуджиканского магматического комплекса. Обоснование этого тезиса безусловно потребует дополнительных комплексных исследований. Собственно говоря, в полихронности магматизма нет ничего необычного. Достаточно вспомнить, к примеру, рапакивигранитные магматические комплексы Восточно-Европейской платформы, где в возрастном интервале около 400 млн лет фиксируется пять магматических импульсов формирования этих специфических гранитов: 1.79-1.74 млрд лет, 1.66-1.62 млрд лет, 1.58–1.56 млрд лет, 1.55–1.47 млрд лет и 1.38-1.35 млрд лет (Ларин, 2011).

Таким образом, амуджиканская вулкано-плутоническая ассоциация восточной части Западно-Станового супертеррейна была сформирована в позднемеловое время (133-128 млн лет) непосредственно сразу после становления батолитов коллизионных гранитоидов древнестанового комплекса – 136–134 млн лет (Котов и др., 2014). По возрасту и составу гранитоиды амуджиканской ассоциации достаточно близки к гранитоидам тындинско-бакаранского комплекса (127-122 млн лет; Ларин и др., 2014а), образующим крупные батолиты в сопредельном Джугджуро-Становом супертеррейне (рис. 1б). Приведенные данные убедительно показывают, что и те, и другие входят в состав Станового вулкано-плутонического пояса, протягивающегося вдоль Монголо-Охотской сутурной зоны более чем на 1000 км и сшивающего тектонические структуры Джугджуро-Станового и Западно-Станового супертеррейнов (Ларин и др., 2021, 2022).

При этом следует отметить, что гранитоиды амуджиканской ассоциации слегка отличаются в сторону некоторого удревнения (133–128 млн лет) от гранитоидов тындинско-бакаранского комплекса (127–122 млн лет), доминирующего в составе восточного сегмента Станового вулкано-плутонического пояса в Джугджуро-Становом супертеррейне. Еще бо́льший временной разрыв фиксируется между возрастами ассоциирующих вулканитов этих двух супертеррейнов – 133 млн лет для Западно-Станового и 117–110 для Джугджуро-Станового

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 № 4 2024

супертеррейна. Из этого следует, что в направлении с востока на запад (от Палеопацифики вглубь континента) происходит закономерное увеличение возраста магматизма Станового вулкано-плутонического пояса.

Источники вещества

Выявление источников вешества является одной из важнейших задач, встающих перед исследователями магматических пород. Амуджиканская вулкано-плутоническая ассоциация отличается широкими вариациями петрографического и химического состава от габбро до гранита (SiO₂ = = 51.40-71.85 мас. %) при явном преобладании пород среднего состава и гранитоидов повышенной основности. В породах ассоциации широко развиты процессы гибридизма и минглинга. Все это указывает на процессы смешения магм основного и кислого состава в ходе формирования пород ассоциации. Этому утверждению не противоречат Nd-изотопные данные (табл. 3, рис. 9). Для гранитоидов амуджиканской ассоциации, как было сказано выше, наиболее вероятным представляется гетерогенный коровый источник, в котором, наряду с веществом молодой коры, сформированной в ходе мезозойского орогенеза, вероятно, принимает участие и более древний коровый компонент.

Что касается мантийного источника, то анализ геохимических особенностей пород амуджиканской вулкано-плутонической ассоциации и в первую очередь пород основного состава позволяет получить некоторые ограничения на возможные типы таких источников. Общим для всех пород рассматриваемой магматической ассоциации является относительная обогащенность большинством LIL-элементов и обедненность HFS-элементами. По сравнению с OIB они обогащены Ba, Sr, Rb, Th, U, Pb, LREE и обеднены Nb, Ta, Y и HREE. Положительные аномалии K, Rb, Sr, Ba, Th и глубокие отрицательные аномалии Nb, Ta, Ti, P на спайдерграммах (рис. 4) указывают на существенную роль субдукционного компонента в источниках этих пород. На диаграммах Nb-U, Ta-Th, Zr-Nb, а также графиках "канонических отношений" элементов Nb/U-Nb, Th/Ta-Nb, Zr/Nb-Nb, Nb/U-Zr/Nb, Nb/U-Th/Ta, предложенных (Коваленко и др., 2009), большинство составов тяготеет к полю известково-щелочных пород. Также и на диаграммах Zr/Nb-Th/Nb и Nb/Y-Zr/Y (Condie, 2005) большинство составов основных пород ассоциации попадают в поле островодужных базальтов, а на графике Zr/Nb-Nb/Th - в поле обогащенной мантии (Condie, 2003). Низкие значения Nb/U (2.5-12.8) исключают источники типа MORB и OIB в генезисе этих пород (см. Kepezhinskas et al., 1996). Также и на графиках Th/Ta–La/Yb (Tolinson, Condie, 2001) и Ba/Nb–La/Nb (Bi et al., 2015) рассматриваемые

породы несут геохимические черты пород надсубдукционного происхождения. Подобные геохимические особенности пород рассматриваемой магматической ассоциации, вероятнее всего, обусловлены унаследованием субдукционного компонента от метасоматизированной мантии, сформировавшейся во время предшествующего этапа субдукции. Специфические черты этого источника объясняются действием водного флюида, отделяюшегося от субдуцирующей океанической литосферы, на мантийный источник. Для такого флюида характерны аномально высокие концентрации Ва, Sr, Pb и аномально низкие – Ta, Nb и Ti (Kogiso et al., 1997; Miller et al., 1994). По данным (Ярмолюк и др., 1998), подобная литосферная мантия, метасоматизированная в результате субдукционных процессов, могла быть источником позднеюрскихраннемеловых вулканитов Западно-Забайкальского рифтового пояса, который с запада примыкает к Становому вулкано-плутоническому поясу, образуя, по (Ларин и др., 2022), единую рифтовую систему, протягивающуюся вдоль Монголо-Охотского сутурного шва более чем на 2000 км.

На диаграмме $\varepsilon_{Nd}(T) - ({}^{87}Sr/{}^{86}Sr)_T$ (рис. 10) видно, что изотопные параметры Sr и Nd в породах амананского комплекса характеризуются большей степенью дисперсии по сравнению с породами амуджиканского комплекса. Значения $\varepsilon_{Nd}(T)$ в породах аманаского комплекса варьируют от -5.6 до -11.3, а (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr)_Т – от 0.7075 до 0.7083, образуя таким образом тренд, тянущийся в своем нижнем окончании в область параметров обогащенного источника с характеристиками верхней коры. Мафические породы амананского комплекса находятся в верхнем окончании указанного тренда. Породы амуджиканского комплекса значимых вариаций на этом графике не проявляют. Изотопные характеристики Sr и Nd в мафическом инклаве этого комплекса демонстрируют сходство с изотопными характеристиками Sr и Nd во вмещающих их гранитоидах. Из рис. 10 видно, что породы амуджиканского комплекса, как и трахиандезит укурейской свиты, характеризуются несколько более высоким значением $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{T}$, а также значениями ε_{Nd}(T), сходными с мафическими породами аманаского комплекса.

На диаграммах SiO₂— $\epsilon_{Nd}(T)$ и SiO₂— $(^{87}Sr/^{86}Sr)_T$ (рис. 11) породы амананского комплекса образуют отрицательную и положительную корреляцию соответственно, что указывает на их формирование при участии двух источников: мантийного базитового ($\epsilon_{Nd}(T) > -5.6$ и ($^{87}Sr/^{86}Sr)_T < 0.7075$) и древнего корового сиалического ($\epsilon_{Nd}(T) < -11.3$ и ($^{87}Sr/^{86}Sr)_T > 0.7083$). Производные мантийного источника — мафические породы шошонитового типа отличаются от гранитов, представляющих коровый источник, обогащением Sr, Ba, P, Zr, HREE и Y. Коровый источник генерирует магмы

с геохимическими особенностями гранитов адакитового типа, для которых характерно относительное обогащение Rb, Pb, Th и обеднение Y, HREE и Zr. Они отличаются высокими значениями Sr/Y и La/Yb (40-192 и 34-76 соответственно) и крайне низкими концентрациями Y и Yb (5.0-9.4 и 0.32-0.73 мкг/г соответственно) (рис. 4, табл. 1). Взаимодействие этих двух источников могло определяться либо смешением двух расплавов, либо механизмом ассимиляции – фракционной кристаллизацией. Широко развитые явления гибридизма и минглинга, скорее, указывают на первый вариант. Состав мафических пород предполагает минимальное участие древнекорового источника. При этом изотопные характеристики Sr и Nd в мафических породах амананского комплекса существенно отличаются от параметров деплетированной мантии. Это указывает на то, что мантийным источником пород амананского комплекса была метасоматически обогащенная литосферная мантия с некоторой долей субдуцированного терригенного компонента (продукта сноса с древних щитов) либо мантия, метасоматизированная на ранних докембрийских этапах формирования литосферы в рассматриваемом регионе. Достаточно гомогенный по изотопным параметрам Sr и Nd состав пород амуджиканского комплекса указывает на их образование преимущественно при участи того же метасоматически обогащенного мантийного источника, что и породы амананского комплекса.

На диаграмму $\varepsilon_{Nd}(T) - ({}^{87}Sr/{}^{86}Sr)_T$ (рис. 10) вынесены поля составов гранитоидов и вулканических пород возрастного интервала 140-125 млн лет Амурской микроплиты (Сорокин и др., 2013), позднемезозойских внутриплитных вулканитов Восточно-Монгольской вулканической области (Кузнецов и др., 2022), а также составы коллизионных гранитов позднестанового комплекса (~140 млн лет), развитых в пределах Джугджуро-Станового супертеррейна (Ларин и др., 2018а). Как было показано в работе (Кузнецов и др., 2022), основным источником вулканических пород Восточно-Монгольской вулканической области была метасоматически обогащенная литосферная мантия. Соответственно, изотопные характеристики Sr, Nd и Pb в указанных вулканитах отражают изотопные параметры Sr, Nd и Pb в метасоматизированной литосферной мантии Восточно-Монгольского сегмента литосферы Центрально-Азиатского складчатого пояса. В свою очередь, изотопные характеристики Sr и Nd в породах мезозойских вулкано-плутонических комплексов Амурской микроплиты отражают изотопные параметры Sr и Nd ее литосферной мантии и молодой коры. На рис. 10 видно, что изотопные характеристики Sr и Nd в породах амуджиканского комплекса и основных породах амананского комплекса существенно смещены относительно поля составов мезозойских пород

Восточно-Монгольской вулканической области и Амурской микроплиты в область более радиогенного состава Sr и менее радиогенного состава Nd. Это может быть обусловлено как вкладом древнекорового источника с параметрами верхней коры (коровая контаминация), так и гетерогенностью изотопных характеристик Sr и Nd в обогащенной литосферной мантии в пределах различных сегментов Центрально-Азиатского складчатого пояса. В последнем случае очевидно, что южнее Монголо-Охотской сутурной зоны литосферная мантия могла иметь более деплетированные характеристики Sr и Nd, чем литосферная мантия, расположенная севернее этой зоны, в пределах тектонических структур южного обрамления Сибирского кратона.

В координатах $\varepsilon_{Nd}(T) - ({}^{87}Sr/{}^{86}Sr)_{T}$ на рис. 10 видно, что тренд, который образуют изотопные составы гранитов позднестанового комплекса, является субпараллельным и смещенным ниже тренда, образуемого породами амананского комплекса. Как было показано в работе (Ларин и др., 2018а), вещественный состав гранитов позднестанового комплекса сформировался при существенном участии вещества раннедокембрийской континентальной коры Джугджуро-Станового супертеррейна, в пределах которого эти граниты формировались. На это указывает то, что изотопные параметры Pb, Sr и Nd корового источника гранитов позднестанового комплекса отвечают параметрам древней нижней коры, близкой по изотопному составу к раннедокембрийской литосфере Алданского щита. Наблюдаемое распределение изотопных характеристик Sr и Nd для гранитов амананского комплекса указывает на то, что коровый источник этих гранитов отличался от корового источника гранитов позднестанового комплекса более радиогенным изотопным составом Sr и, возможно, более радиогенным составом Nd, что свидетельствует о более молодом возрасте корового источника гранитов аманансого комплекса. В свою очередь, наблюдаемое различие в изотопных характеристиках Sr и Nd между гранитоидами амананского и амуджиканского комплексов указывает на меньшую роль корового источника в породах последнего.

Изотопные составы Pb в породах амананского и амуджиканского комплексов близки между собой и располагаются на диаграммах изотопных отношений Pb (рис. 12) между областями составов гранитов позднестанового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна и полем составов позднемезозойских Au-, Au-Mo- и Mo-W-месторождений и рудоносных гранитов (Берзина и др., 2013, 2015; Чугаев и др., 2013), развитых в пределах Аргунского террейна Амурской микроплиты, а также вулканитов Восточно-Монгольской вулканической области. При этом изотопные составы Pb в гранитах амананского и амуджиканского комплексов тяготеют к полю изотопных составов Pb Аргунского

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 № 4 2024

террейна и вулканитов Восточно-Монгольской вулканической области, отражающих параметры метасоматизированной литосферной мантии и континентальной коры, входящей в состав сегментов литосферы к югу от Монголо-Охотской сутуры.

По изотопным характеристикам Sr, Nd и Pb роль компонента деплетированной мантии в составе пород амуджиканской магматической ассоциации не очевидна. Таким образом, можно полагать, что вещественный состав этих гранитоидов формировался при участии двух источников: континентальной коры и метасоматически обогащенной литосферной мантии Центрально-Азиатского складчатого пояса. Формирование последней, как было показано ранее (Кузнецов и др., 2022; Ярмолюк и др., 1998), связано с субдукционными процессами на стадии закрытия Монголо-Охотского палеоокеана, в ходе которых происходило метасоматическое преобразование мантии с привносом в нее расплавов и флюидов, несущих изотопные параметры терригенных осадков, отвечающие источнику EMII-типа или верхней коры.

Близость изотопных составов гранитоидов амуджиканской магматической ассоциации и вмещающих коллизионных гранитов древнестанового комплекса в координатах 206 Pb/ 204 Pb- ε_{Nd} (T) (рис. 13) может указывать на близкие коровые источники этих пород. Некоторое смещение изотопных составов первых относительно вторых в область составов раннемеловых вулканитов Амурской плиты и Восточно-Монгольской вулканической области, изотопные характеристики которых отражают параметры их основного источника – метасоматизированной литосферной мантии, демонстрирует смену чисто корового коллизионного гранитного магматизма на мантийно-коровый постколлизионный. Однако следует отметить, что в формировании гранитоидов амуджиканской магматической ассоциации также мог участвовать и более древний коровый компонент. На это указывает присутствие в гранитах амананского комплекса двух проб (А-121 и А-123, табл. 3), характеризующихся значениями $\varepsilon_{Nd}(T)$, которые несколько ниже значений этого параметра во вмещающих их гранитах древнестанового комплекса (-11.3...-11.2 и -9.4... -7.2 соответственно).

Заметное снижение роли древнекорового компонента, несущего изотопные параметры нижней коры в составе пород амуджиканской вулкано-плутонической ассоциации, а также и во вмещающих их коллизионных гранитах предшествующего этапа, отражает смену вещественного состава континентальной коры при переходе от Джугджуро-Станового супертеррейна к Западно-Становому. При этом происходит не просто смена соотношения корового и мантийного источников. Положение точек рассматриваемых гранитов на диаграмме изотопных характеристик Sr и Nd, а также Pb указывает на то, что происходит смена и состава корового компонента. Если в составе гранитов, развитых в пределах Джугджуро-Станового супертеррейна, участвовал коровый компонент с параметрами нижней коры (малорадиогенный изотопный состав Sr и Nd, и примитивный Pb), то в составе гранитоидов, развитых в пределах Западно-Станового супертеррейна, участвовал верхнекоровый компонент с более радиогенным изотопным составом Sr и Pb.

Таким образом, на основании анализа приведенных геохимических и изотопных (Nd, Sr и Pb) данных можно полагать, что формирование исходных магм пород амуджиканской вулкано-плутонической ассоциации происходило в результате мантийно-корового взаимодействия, при смешении первичных базитовых мантийных магм или их производных и вторичных анатектических расплавов, возникших в результате парциального плавления вешества континентальной коры Западно-Станового супертеррейна. Коровый компонент в составе источника имеет гетерогенную природу и длительную историю формирования и был окончательно сформирован в результате раннемелового коллизионного события, обусловленного столкновением континентальных масс Сибирского и Сино-Корейского континентов (Котов и др., 2014; Ларин и др., 2006, 2018а). Мантийное вещество представлено обогащенной литосферной мантией Центрально-Азиатского складчатого пояса, формирование которой связано с субдукционными процессами на стадии закрытия Монголо-Охотского палеоокеана (Кузнецов и др., 2022), в ходе которых происходило метасоматическое преобразование мантии с привносом в нее расплавов и флюидов, несущих изотопные параметры, отвечающие источнику EMII-типа или верхней коры.

Геодинамическая обстановка формирования магматических пород амуджиканской вулкано-плутонической ассоциации

В настоящее время адакитовый магматизм связывается не только с тектоническими обстановками субдукционного типа, но и с обстановками трасформных океанических разломов (Haschke, Ben-Avraham, 2001, 2003) и коллизии континентконтинент (Guo et al., 2007; Haschke, Ben-Avraham, 2005; Xiao, Clements, 2007). Что касается позднемезозойского магматизма Востока Азии и Станового вулкано-плутонического пояса в частности, то и здесь существуют самые различные точки зрения относительно геодинамических обстановок его формирования. Выделим среди них только главные: (1) активная континентальная окраина (Гордиенко и др., 2000; Натальин, 1991); (2) трансформная континентальная окраина калифорнийского типа (Геодинамика ..., 2006; Ханчук и др., 1997; Ханчук, Иванов, 1999; Maxson, Tikoff, 1996; Teyssier,

Тікоff, 1998); (3) внутриплитный магматизм, связанный с активностью мантийных плюмов (Ярмолюк и др., 2011, 2019); (4) постколлизионный магматизм, обусловленный закрытием Монголо-Охотского океана (Зоненшайн и др., 1990; Ларин и др., 2014а, 2018а; Donskaya et al., 2013; Dong et al., 2015; Wang et al., 2006, 2015).

Как было показано выше, породы амуджиканской вулкано-плутонической асоциации не соответствуют породам надсубдукционного происхожления и не связаны с активностью мантийных плюмов. Главными источниками пород этой ассоциации является континентальная кора и вещество литосферной мантии, метасоматизированное в ходе предшествующих субдукционных процессов и обогащенное LIL-элементами, такими как Ba, Sr, Pb, LREE, Th и U, и обедненное Ta, Nb, HREE, Y и Ti. К близким представлениям пришли и другие исследователи позднемезозойского магматизма Востока Азии (Геодинамика ..., 2006; Сахно, 2001; Сорокин и др., 2010, 2014а; Стриха, 2012; Fan et al., 2003; Wang et al., 2015). Следует также напомнить, что последний импульс субдукционного магматизма произошел в Монголо-Охотском орогене в средней юре (Геодинамика ..., 2006; Ларин и др., 2020; Парфенов и др., 2003).

Геодинамическая обстановка трансформной континентальной окраины калифорнийского типа, вероятно, также неприемлема для объяснения специфики проявления магматизма амуджиканской магматической ассоциации и Станового вулкано-плутонического пояса в целом. Тектоническое положение этого пояса контролируется Монголо-Охотской сутурной зоной. Пояс протягивается субпараллельно этой сутуре более чем на 1000 км в направлении от Палеопацифики внутрь континента и сшивает тектонические структуры Джугджуро-Станового и Западно-Станового супертеррейнов (Ларин и др., 2022). Формирование магматических ассоциаций Станового пояса происходило не раньше, чем через 50 млн лет после завершения субдукционных процессов в Монголо-Охотском океане (Ларин и др., 2020) и чем через 10 млн лет после окончательного его закрытия и коллизии континет-континент в раннем мелу (Зоненшайн и др., 1990; Ларин и др., 2018а; Парфенов и др., 2003; Cogne et al., 2005; Meng, 2003). Следует также отметить, что существует и иная точка зрения о более раннем, среднеюрском, времени закрытия Монголо-Охотского океана и столкновении Северо-Азиатского и Сино-Корейского континентов (Заика и др., 2020; Смирнова и др., 2017; Sorokin et al., 2020, 2023). Она тем более исключает возможность развития магматизма Станового вулкано-плутонического пояса по сценарию континентальной окраины калифорнийского типа.

Наиболее вероятной представляется геодинамическая модель формирования амуджиканской

магматической ассоциации в постколлизионной обстановке, в условиях коллапса ранее сформированных орогенических сооружений. При этом в результате деламинации нижней части континентальной литосферы происходил апвеллинг астеносферной мантии, приводивший к выплавлению базитовых расплавов шошонитового типа из метасоматизированной литосферной мантии и анатектических коровых расплавов адакитового типа, смешение которых привело к формированию родоначальных магм амуджиканской магматической ассоциация. Стоит также отметить, что на западном продолжении Станового пояса практически в то же время (~140 млн лет) коллапс переутолщенной литосферы привел к крупномасштабному растяжению земной коры и развитию комплексов метаморфических ядер, формированию pull-apart впадин с вулканическим выполнением бимодального типа и внедрению щелочных гранитов (Ларин и др., 2018б).

Геохимические характеристики пород амуджиканской ассоциации наиболее близки к гранитам посколлизионного типа. Принадлежность пород ассоциации к адакитам С-типа явно указывает на их постколлизионную природу (см. Xiao, Clements, 2007). На диаграмме Rb–(Y + Nb) Дж. Пирса (Pearce et al., 1984) они тяготеют к гранитам постколлизионного типа, несколько смещаясь к полю коллизонных гранитов (рис. 6). На дискриминационной диаграмме SiO₂–DF₃ для адакитовых гранитоидов (Великославинский и др., 2018) они отвечают постколлизионным гранитам и значимо отличаются от адакитовых гранитоидов островных дуг (рис. 14).

Полученные новые геохронологические, изотопно-геохимические и геохимические данные демонстрируют, что амуджиканская магматическая ассоциация хорошо вписывается в структуру Станового вулкано-плутонического пояса, дополняя картину его латеральной возрастной и вещественной зональности. Формирование Станового пояса напрямую связано с закрытием Монголо-Охотского океана. Окончательное закрытие восточного сегмента океана привело к столкновению континентальных масс Сибирского и Сино-Корейского континентов на рубеже 138-140 млн лет, которое вызвало переутолщение континетальной коры и литосферы и, как следствие, высокоградный региональный метаморфизм, коровое плавление и гранитообразование в пределах Джугджуро-Станового и Западно-Станового супертеррейнов (Котов и др., 2014; Ларин и др., 2018а). Последующие процессы крупномасштабного литосферного растяжения, связанные с коллапсом коллизионного орогена, привели к интенсивному постколлизионному магматизму и формированию Станового вулкано-плутонического пояса. Этот магматизм имеет явную тенденцию к омоложению в направлении из внутренних частей континента к Палеопацифике, от 133-128 и до 116-110 млн

2 Коллизионные и постколлизионные адакитовые гранитоиды P пЦ Don 1 6 DF3 \cap 0 0 0 0 -1 \Diamond Адакитовые гранитоиды островных дуг -2 ^{tt} 1.1 60 56 64 68 72 SiO₂, мас. %

Рис. 14. Дискриминантная диаграмма SiO₂-DF₃ (Beликославинский и др., 2018) для гранитойдов амуджиканской вулкано-плутонической ассоциации. Условные обозначения см. рис. 2. F = 0.0055Y + $+ 0.52 \text{FeO}^* + 0.009 \text{Nb} + 0.019 \text{Na}_2 \text{O} + 0.31 \text{SiO}_2 + 0.009 \text{Nb} + 0$ $+ 1.3 \text{TiO}_2 + 0.36 \text{K}_2 \text{O} + 0.28 \text{Al}_2 \text{O}_3 + 0.29 \text{CaO} -$ -0.0014 Rb + 0.046 Yb - 0.24 MgO - 0.0013 Ce + + 0.095Eu - 0.0002Zr + 0.029Sm - 0.0084Nd ++ 0.0033La - 30.9, FeO* $= 0.9Fe_2O_3 + FeO$, петрогенные элементы в мас. %, редкие элементы – мкг/г. Заштрихованный четырехугольник – область неопределенности, ограниченная 95% распределения фигуративных точек островодужных и коллизионных/постколлизионных гранитоидов. Источники данных – многочисленные публикации, в меньшей степени база данных GEOROC.

лет. В этом же направлении происходит закономерная смена умеренно-щелочного шошонит-адакитового магматизма известково-щелочным магматизмом адакитового типа (Ларин и др., 2022). Подобная однонаправленная возрастная зональность, возможно, является отдаленным следствием коллизионных процессов, связанных с закрытием Монголо-Охотского океанического бассейна "по типу ножниц" с запада на восток (Зоненшайн и др., 1990; Глубинное ..., 2010; Ларин и др., 2014, 2018а, 2020, 2021; Стриха, 2012; Davis et al., 2006; Dong et al., 2007, 2015; Meng, 2003; Xu et al., 2013). Изотопная и геохимическая зональность постколлизионного магматизма отражает также изменение характера мантийных и коровых источников.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Магматические породы амуджиканского и амананского комплексов и вулканиты укурейской свиты восточной части Западно-Станового

супертеррейна (Тунгиро-Олекминский, Урканский и Уруша-Ольдойский тектонические блоки) имеют близкие минералого-петрографические и геохимические характеристики и могут быть классифицированы как высококалиевые адакиты С-типа. Они образуют единую вулкано-плутоническую ассоциацию, сформированную в интервале $133 \pm 1 - 128 \pm 1$ млн лет. Важным обстоятельством является присутствие в западной части Западно-Станового супертеррейна близких по составу и структурно-текстурных особенностям гранитоидов, также относимых к амуджиканскому комплексу, но для которых установлен более древний возраст формирования – 162–158 млн лет (Чернышев и др., 2014; Государственная ..., 2019). Подобная диахронность амуджиканского комплекса, вероятно, обусловлена повторяемостью геодинамических обстановок позднемезозойского магматизма в разных частях Западно-Станового супертеррейна – поздняя юра в западной его части и ранний мел в восточной.

2. Формирование исходных магм пород амуджиканской вулкано-плутонической ассоциации происходило в результате мантийно-корового взаимодействия при смешении первичных базитовых мантийных магм или их производных и анатектических расплавов, возникших в результате парциального плавления вещества континентальной коры Западно-Станового супертеррейна. Коровый компонент в составе источника имел гетерогенную природу и длительную историю развития и был окончательно сформирован в результате раннемелового коллизионного события. Для него типичны верхнекоровые изотопные параметры – повышенные значения Rb/Sr и U/Pb и пониженное Sm/Nd в источнике. Мантийный компонент представлен веществом обогащенной литосферной мантии Центрально-Азиатского складчатого пояса, формирование которой, связано с субдукционными процессами на стадии закрытия Монголо-Охотского палеоокеана (Кузнецов и др., 2022), в ходе которых происходило метасоматическое преобразование мантии с привносом в нее расплавов и флюидов, несущих изотопные параметры, отвечающие источнику EMII-типа или верхней коры.

3. Изотопные исследования позднемезозойских гранитоидов двух сопредельных крупных тектонических блоков (Западно-Станового и Джугджуро-Станового) позволили выявить кардинальные различия в составе и происхождении континентальной коры этих структур. Если для первого характерна фанерозойская континентальная кора с изотопными параметрами верхней коры, то для второго – древняя нижняя кора.

4. Наиболее вероятной представляется геодинамическая модель формирования амуджиканской магматической ассоциации в постколлизионной обстановке, в условиях коллапса ранее сформированных орогенических сооружений. При этом в результате деламинации нижней части континентальной литосферы происходил апвеллинг астеносферной мантии, приводивший к выплавлению базитовых расплавов шошонитового типа из метасоматизированной литосферной мантии и анатектических коровых расплавов адакитового типа.

5. Полученные данные демонстрируют, что амулжиканская магматическая ассоциация хорошо вписывается в структуру Станового вулкано-плутонического пояса, дополняя картину его латеральной возрастной и вещественной зональности. Формирование этого пояса связано с закрытием Монголо-Охотского океана. Окончательное закрытие восточного сегмента этого океана привело к столкновению континентальных масс Северо-Азиатского и Сино-Корейского континентов на рубеже ~140 млн лет, вызвавшего переутолщение континетальной коры и, как следствие, высокоградный региональный метаморфизм, коровое плавление и гранитообразование. Последующий коллапс коллизионного орогена, сопровождавшийся крупномасштабным литосферным растяжением, привели к интенсивному постколлизионному магматизму и формированию Станового вулкано-плутонического пояса. Этот магматизм имеет явную тенденцию к омоложению в направлении из внутренних частей континента к Палеопацифике, от 133-128 и до 116-110 млн лет. В этом же направлении происходит закономерная смена состава магматизма Станового вулкано-плутонического пояса с умеренно-щелочного шошонит-адакитового на известково-щелочной магматизм адакитового типа.

Благодарности. Авторы выражают глубокую признательность рецензентам В.В. Ярмолюку и Т.В. Донской за ценные советы и конструктивные замечания, способствовавшие улучшению текста статьи, а также искреннюю благодарность А.А. Сорокину за бескорыстную помощь в организации и проведении полевых работ в Амурской области и плодотворное обсуждение проблем магматизма и тектоники Востока Азии.

Источники финансирования. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00191, https://rscf.ru/project/22-27-00191/"

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О. и др. Шахтаминская Мо-порфировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): возраст, источники, генетические особенности // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 6. С. 764–786.

Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О. и др. Жирекенская Мо-порфировая рудно-магматическая система (Восточное Забайкалье): U-Pb возраст, источники, геодинамическая обстановка // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 3. С. 571–594. Бучко И.В., Сорокин А.А., Пономарчук В.А. и др. Возраст, геохимические особенности и источники трахиандезитов Моготинского вулканического поля (Становой вулкано-плутонический пояс, Восточная Сибирь) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 10. С. 1772–1783.

https://doi.org/10.15372/GiG20161002

Вах А.С., Авченко О.В., Горячев Н.А. и др. Новые изотопные U-Pb данные о возрасте метаморфических и магматических пород восточной оконечности Селенгино-Станового орогенного пояса // Докл. АН. 2013. Т. 450. № 4. С. 432–439. https://doi.org/10.7868/S0869565213160226

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Крылов Д.П., Ларин А.М. Геодинамическая типизация адакитовых гранитоидов по геохимическим данным // Петрология. 2018. Т. 26. № 3. С. 255–264. https://doi.org/10.7868/S0869590318030032

Геодинамика, магматизм и металлогения востока России // Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

Гордиенко И.В., Климук В.С., Цюань Хень. Верхнеамурский вулкано-плутонический пояс Восточной Азии // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 12. С. 1655–1669.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист N-51. Сковородино, М-51. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 448 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Олёкминская. Лист N-50-XXXII (Вершино-Дарасунский). Объяснительная записка / С.А. Козлов, С.А. Новченко, Ф.И. Еникеев; Минприроды России, Роснедра, Забайкалнедра, ОАО "Читагеолсъемка". М.: Московский филиал ФГБУ ВСЕГЕИ, 2019. 139 с.

Дриль С.И., Ковач В.П., Бельков Д.А. и др. Гранитоиды Олекминского комплекса Восточного Забайкалья: U-Pb LA-ICP-MS геохронология по цирконам и источники вещества по Sm-Nd изотопным данным // Материалы совещания "Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)" 15–18 октября 2019 г., Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. Вып. 17. С. 88–90.

Заика В.А., Сорокин А.А., Ковач В.П., Котов А.Б. Геохимия метаосадочных пород, источники кластического материала и тектоническая природа мезозойских впадин северного обрамления восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 3. С. 357–377. https://doi.org/10.15372/GiG2019095

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн. 1–2. 327 с., 334 с. Коваленко В.И., Козловский А.М., Ярмолюк В.В. Отношение элементов-примесей как отражение смесимости источников и дифференциации магм щелочных гранитов и базитов Халдзан-Бурегтейского массива и одноименного редкометального месторождения, Западная Монголия // Петрология. 2009. Т. 17. № 2. С. 175–196.

Котов А.Б., Ларин А.М., Сальникова Е.Б. и др. Раннемеловые коллизионные гранитоиды древнестанового комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса // Докл. АН. 2014. Т. 456. № 4. С. 451–456.

Кузнецов М.В., Саватенков В.М., Шпакович Л.В. и др. Эволюция источников магматизма Восточно-Монгольской вулканической области: по данным геохимических и Sr-Nd-Pb изотопных исследований // Петрология. 2022. Т. 30. № 5. С. 457–479. https://doi.org/10.31857/S086959032205003X

Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011. 402 с.

Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Этапы формирования континентальной коры центральной части Джугджуро-Становой складчатой области (Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 4. С. 395–399.

Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Раннемеловой возраст регионального метаморфизма становой серии Джугджуро-Становой складчатой области: геодинамические следствия // Докл. АН. 2006. Т. 409. № 2. С. 222–226.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Геология Джугджуро-Становой складчатой области // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии, 2–4 июня 2009 г., Санкт-Петербург, Т. 1. СПб: ЧП Каталкина, 2009. С. 306–309.

Ларин А.М., Великославинский С.Д., Котов А.Б. и др. Тектоно-магматическая эволюция Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов Центрально-Азиатского складчатого пояса // Вопросы геологии и комплексного освоения природных ресурсов Восточной Азии. Благовещенск: ИГиП ДВО РАН, 2010. С. 25–26.

Ларин А.М., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Пояс гранитных батолитов олекминского и позднестанового комплексов Селенгино-Станового супертеррейна: возраст, геохимия и тектоническое положение // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. Вып. 11. С. 148–149.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и тектоническое положение гранитоидов тындинского-бакаранского комплекса Удско-

Зейского магматического пояса // Докл. АН. 2014а. Т. 456. № 3. С. 314–319.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Гранитоиды тукурингского комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса: возраст и геодинамическая обстановка формирования // Докл. АН. 2014б. Т. 457. № 6. С. 692–697.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Гранитоиды позднестанового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс): возраст, тектоническое положение и источники // Петрология. 2018а. Т. 26. № 5. С. 463–485.

https://doi.org/10.1134/S0869590318050047

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и тектоническое положение вулканических пород Усуглинской впадины и щелочных гранитов дотулурского комплекса (Западное Забайкалье) // Докл. АН. 2018б. Т. 482. № 6. С. 680–684. https://doi.org/10.31857/S086956520002929-4

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Раннеюрские супрасубдукционные гранитоиды удского комплекса юго-западного окончания Удско-Мургальской магматической дуги: новые данные о возрасте и источниках // Докл. АН. 2020. Т. 492. № 2. С. 21–25.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и тектоническое положение гранитоидов Удского комплекса Джугджурского блока Станового структурного шва: новые данные о формировании гигантских магматических поясов Восточной Азии // Докл. АН. 2021. Т. 498. № 1. С. 12–17. https://doi.org/10.31857/S268673972105008X

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Становой вулкано-плутонический пояс (Центрально-Азиатский орогенный пояс): возраст, тектоническое положение и источники // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научной конференции. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2022. Вып. 20. С. 161–163.

Мельников Н.Н. Погрешности метода двойного изотопного разбавления при изотопном анализе обыкновенного свинца // Геохимия. 2005. № 12. С. 1333–1339.

Натальин Б.А. Мезозойская аккреционная и коллизионная тектоника юга Дальнего Востока СССР // Тихоокеанская геология. 1991. Т. 10. № 5. С. 3–23.

Неймарк Л.А., Ларин А.М., Овчинникова Г.В. и др. Свинцово-изотопные свидетельства архейского источника вещества в золоторудных месторождениях зон мезозойской активизации южной части Алдано-Станового щита // Петрология. 1996. Т. 4. № 4. С. 421–435. 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.

Сахно В.Г. Позднемезозойско-кайнозойский континентальный вулканизм востока Азии. Владивосток: Дальнаука, 2001. 335 с.

Смирнова Ю.Н., Сорокин А.А., Попеко Л.И. и др. Геохимия, источники и области сноса юрских терригенных отложений Верхнеамурского и Зея-Депского прогибов восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геохимия. 2017. № 2. С. 127–148.

Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А., Травин А.В. Возраст и геохимические особенности вулканических пород восточного фланга Умлекано-Огоджинского вулкано-плутонического пояса (Приамурье) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 4. С. 473–485.

Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А. и др. Позднемезозойский адакитовый вулканизм Уганской вулканической структуры (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона): ⁴⁰Ar/³⁹Ar-геохронологические и геохимические данные // Докл. АН. 2012. Т. 445. № 4. С. 445–449.

Сорокин А.А., Сорокин А.П., Пономарчук В.А. и др. Позднемезозойские трахиандезиты Бомнакской вулканической структуры (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона): ⁴⁰Ar/³⁹Ar геохронологические и геохимические данные // Докл. АН. 2013. Т. 451. № 5. С. 560–564. https://doi.org/10.7868/S0869565213240213

Сорокин А.А., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Источники позднемезозойских магматических ассоциаций северо-восточной части Амурского микроконтинента // Петрология. 2014а. Т. 22. № 1. С. 72–84. doi: 10.7868/S0869590313050063

Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Травин А.В. и др. Корреляция процессов рудообразования на золото-полиметаллическом месторождении Березитовое западной части Селенгино-Станового супертеррейна и региональных тектоно-магматических событий // Геология и геофизика. 2014б. Т. 55. № 3. С. 432–448.

Стриха В.Е. Позднемезозойские коллизионные гранитоиды Верхнего Приамурья: новые геохимические данные // Геохимия. 2006. № 8. С. 855–872.

Стриха В.Е. Мезозойские гранитоиды золотоносных районов Верхнего Приамурья. Монография. Часть І.В.Е. Стриха. Благовещенск: Амурский гос. ун-т, 2012. 188 с.

Тимашков А.Н., Шатова Н.В., Бережная Н.Г. и др. Геохронологические исследования гранитоидов Становой складчатой области // Региональная геология и металлогения. 2015. № 61. С. 35–49.

Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение

Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1635–1645.

Ханчук А.И., Голозубов В.В., Мартынов Ю.А., Симаненко П.В. Раннемеловая и палеогеновая трансформные континенальные окраины (калифорнийский тип) Дальнего Востока России / Тектоника Азии. М.: ГЕОС, 1997. С. 240–243.

Чернышев И.В., Прокофьев В.Ю., Бортников Н.С. и др. Возраст гранодиорит-порфиров и березитов Дарасунского золоторудного поля (Восточное Забайкалье, Россия) // Геология рудн. месторождений. 2014. Т. 56. № 1. С. 3–18.

https://doi.org/10.7868/S0016777014010031

Чугаев А.В., Чернышев И.В., Бортников Н.С. и др. Изотопно-свинцовые рудные провинции Восточного Забайкалья и их связь со структурами региона (по данным высокоточного MC-ICP-MS изучения изотопного состава Pb) // Геология рудн. месторождений. 2013. Т. 55. № 4. С. 282–294.

Ярмолюк В.В., Иванов В.Г., Коваленко В.И. Источники внутриплитного магматизма западного Забайкалья в позднем мезозое-кайнозое (на основе геохимических и изотопно-геохимических данных) // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 115–138.

Ярмолюк В.В., Кудряшова Е.А., Козловский А.М., Саватенков В.М. Позднекайнозойская вулканическая провинция Центральной и Восточной Азии // Петрология. 2011. Т. 19. № 4. С. 341–362.

Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А. Позднемезозойская магматическая провинция востока Азии: строение, магматизм и условия формирования // Геотектоника. 2019. № 4. С. 60-77.

Bi J.H., Ge W.C., Yang H. et al. Geochronology, geochemistry and zircon Hf isotopes of the Dongfanghong gabbroic complex at the eastern margin of the Jiamusi Massif, NE China: Petrogenesis and tectonic implications // Lithos. 2015. V. 234/235. P. 27–46.

Castillo P.R. An Overview of Adakite Petrogenesis // Chinese Sci. Bull. 2006. V. 51. P. 257–268. https://doi.org/10.1007/s11434-006-0257-7

Cogne J.P., Kravchinsky V.A., Halim N., Hankard F. Late Jurastic-Early Cretaceous closure of the Mongol-Okhotsk Ocean demonstrated by new Mesozoic palaemagnetic results from the Transbaikal area (SE Siberia) // Geophys. J. Intern. 2005. V. 63. P. 813–832.

Condie K.C. Incompatible element ratios in oceanic basalts and komatiites: tracking deep mantle sources and continental growth rates with time // Geochem. Geophys. Geosyst. 2003. V. 4. No 1. 1005.

https://doi.org/1029/2002GC000333

Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources of mantle plumes? // Lithos. 2005. V. 79. P. 491–504.

Davies G.R., Stolz A.J., Mahotkin I.L. et al. Trace element and Sr-Pb-Nd-Hf isotope evidence for ancient, fluid-dominated enrichment of the source of Aldan Shield lamproites // J. Petrol. 2006. V. 47. № 6. P. 1119–1146.

Dong S.W., Zhang Y.Q., Long C.X. et al. Jurassic tectonic revolution in China and new interpretation of the Yanshan Movement // Acta Geol. Sin. 2007. V. 81. N° 11. P. 1449–1461.

Dong Sh., Zhang Y., Zhang F. et al. Late Jurassic– Early Cretaceous continental convergence and intracontinental orogenesis in East Asia: a synthesis of the Yanshan Revolution // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 114. P. 750–770.

https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.08.011

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.

https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.07.023

Fan W.-M., Guo F., Wang Y.-J., Lin G. Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China // J. Volcanol. Geothermal Res. 2003. V. 121. P. 115–135.

Farmer G.L. Continental Basaltic Rocks. The Crust // Treatise on Geochemistry. Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian, Elsevier Ltd. (CD-ROM). 2003. V. 3. P. 85–121.

Frost C.D., Frost B.R. Redused rapakivi-type granites: the tholeite connection // Geology. 1997. V. 25. P. 647–650.

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.

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

Guo Z., Wilson M., Liu J. Post-collision adakites in South Tibet: Product of partial melting of subduction-modified lower crust // Lithos. 2007. V. 96. P. 205–224.

Haschke M.R., Ben-Avraham Z. Adakites Along Oceanic Transforms? // Eos Transactions, AGU. 2001. V. 82. № 47.

http://www.agu.org/meetings/wais-fm01.html

Haschke M.R., Ben-Avraham Z. Adakites along oceanic transform faults? // Geophys. Res. Abstracts. 2003. V. 5. № 06789.

Haschke M.R., Ben-Avraham Z. Adakites from collision-modified lithosphere // Geophys. Res. Lett. 2005. V. 32. L15302.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.

Kemp A.I.S., Hawkesworth C.J. Granitic perspectives on the generation and secular evolution of the continental crust. The Crust // Treatise on Geochemistry. Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian, Elsevier Ltd. (CD-ROM). 2004. V. 3. P. 350–410.

Kepezhinskas P.K., Defant M.J., Drummond M.S. Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths // Geochem. Cosmochim. Acta. 1996. V. 60. P. 1217–1229.

Keto L.S., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic variations of Early Paleozoic oceans // Ibid. 1987. V. 84. P. 27–41.

Kogiso T., Tatsumi Y, Nakano S. Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 1. Experiments and implications for the origin of ocean island basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1997 V. 148. P. 193–205.

Kotov A.B., Kovach V.P., Velikoslavinsky S.D. et al. Sm-Nd isotopic provinces and main crust-forming events in the north-eastern part of the Central Asian Orogenic Belt and adjacent terranes of the Siberian Craton: an overview // First China-Russia International Meeting on the Central Asian Orogenic Belt (Abstracts) Beijing: Institute of Geology Chinese Academy of Geological Sciences, 2015. P. 40–41.

Kramers J.D., Tolstikhin I.N. Two terrestrial lead isotope paradoxes, forward transport modeling, core formation and the history of the continental crust // Chemical Geol. 1997. V. 139 № 1. P. 75–110.

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.

Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb zircon by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // Geochim. Cosmochim. Acta. 1982. V. 46. P. 637–649.

Ludwig K.R. ISOPLOT – a plotting and regression program for IBM-PC compatible computers, version 2 // US Geol. Surv. Open-Fil Rep. 1988. V. 62. P. 88–557.

Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–542. 1991. 35p.

Ludwig K.R. Isoplot 3.70. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Spec. 2003. V. 4. 71 p.

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.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geol. Soc. Amer. Bull. 1989. V. 101. P. 635–643.

Martin H. Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids // Lithos. 1999. V. 46. P. 411–429.

Martin H., Smithies R.H., Rapp R. et al. An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG) and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos. 2005. V. 79. № 1–2. P. 1–24.

Maxson J., Tikoff B. Hit-and-run collision model for the Laramide orogeny, western United States // Geology. 1996. V. 24. \mathbb{N} 11. P. 968–972.

Meng Q.R. What drove late Mesozoic extension of the northern China-Mongolia tract? // Tectonophysics. 2003. V. 369. P. 155–174.

Miller D.M., Goldstein S.L., Langmuir C.H. Cerium/ Lead and Lead isotope rations in arc magmas and the enrichment of lead in the continents // Nature. 1994. V. 368. P. 514–520.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace Element Distribution Diagramms for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. Part 4. P. 956–983.

Poller V., Liebetrau W., Todt W. U-Pb single-zircon dating under cathodoluminescence control (CLC-method): application to polymetamorphic orthogneisses // Chemical Geol. 1997. V. 139. Iss. 1–4. P. 287–297.

Richards J., Kerrich R. Special Paper: Adakite-Like Rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis // Econom. Geol. 2007. V. 102. P. 537–576.

https://doi.org/10.2113/gsecongeo.102.4.537

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 Dzhagdy Transect // Gondwana Res. 2020. V. 81. P. 58–78. https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.11.009

Sorokin A.A., Zaika V.A., Kadashnikova A. Yu. et al. Mesozoic thermal events and related gold mineralization in the eastern Mongol-Okhotsk Orogenic Belt: constraints from regional geology and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating // Inter. Geol. Rev. 2023. V. 65. № 9. P. 1476–1499. https://doi.org/10.1080/00206814.2022.2092781

Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotopic composition by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. P. 207–221.

Steiger R.H., Jager E. Subcomission of Geochronology: convension of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Ibid. 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.

Sun S.-s., McDonough W.F. Chemichal and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Magmatism in the Ocean Basins. Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry, Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.

Teyssier C., Tikoff B. Strike-slip partitioned transpression of the San Andreas Fault system: a lithospheric-

scale approach // Geol. Soc. Spec. Publ. 1998. V. 135. P. 143–158.

Wang F., Zhou X.H., Zhang L.C. et al. Late Mesozoic volcanism in the Great Xing'an Range (NE China): timing and implications for dynamic setting of NE Asia // Earth Planet. Sci. Lett. 2006. V. 251. P. 179– 198. doi:10.1016/j.epsl.2006.09.007

Wang T., Guo L., Zhang L. et al. Timing and evolution of Jurassic–Cretaceous granitoid magmatisms in the Mongol–Okhotsk belt and adjacent areas, NE Asia: Implications for transition from contractional crustal thickening to extensional thinning and geodynamic settings // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 97. P. 365–392. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.10.005

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.

Xiao L., Clemens J.D. Origin of potassic (C-type) adakite magmas: Experimental and field constraints // Lithos. 2007. V. 95. № 3–4. P. 399–414.

Xu B.J., Charvet Y., Chen P. et al. Shi Middle Paleozoic convergent orogenic belts in western Inner Mongolia (China): Framework, kinematics, geochronology and implications for tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Res. 2013. V. 23. $N_{\rm P}$ 4. P. 1342–1364.

Amudzhikan Volcano-Plutonic Association of the Eastern Part of the West-Stanovoy Superterrane (Central Asian Orogenic Belt): Age, Sources, and Tectonic Setting

A. M. Larin¹, A. B. Kotov¹, E. B. Sal'nikova¹, V. P. Kovach¹, V. M. Savatenkov¹, S. D. Velikoslavinskii¹, N. G. Rizvanova¹, N. A. Sergeeva¹, T. M. Skovitina², N. Y. Zagonaya¹

¹Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia ²Institute of of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

Geochronological (U-Pb on zircons, ID-TIMS), isotope-geochemical (Nd, Sr, Pb), and geochemical studies of rocks of the Amanan and Amudzhikan intrusive complexes and volcanic rocks of the Ukurev Suite in the eastern part of the West Stanovoy superterrane of the Central Asian Fold Belt were performed. The belonging of granitoids of these complexes to high-potassium C-type adakites is substantiated. The cogeneticity of the studied rocks has been established, which makes it possible to unite them into one Amudzhikan volcano-plutonic association formed in the age range of $133\pm1-128\pm1$ Ma. The igneous complexes of this association are part of the Stanovoy volcano-plutonic belt, which extends in the sublatitudinal direction from the Pacific Ocean deep into the North Asian continent for more than 1000 km subparallel to the Mongol-Okhotsk suture zone and stitches the tectonic structures of the Dzhugdzhur-Stanovoy and West-Stanovoy superterranes. The formation of the Stanovoy Belt is connected with the closure of the Mongolo-Okhotsk Ocean and the collision of the continental masses of the North Asian and Sino-Korean continents at the turn of ~140 Ma. The subsequent collapse of the collisional orogen, accompanied by large-scale lithospheric extension and delamination of the lower part of the continental lithosphere, led to upwelling of the asthenospheric mantle. This caused the melting of the lithospheric mantle and continental crust and, as a consequence, the formation of both mafic melts of the shoshonite type and anatectic crustal melts of the adakite type. The mixing of these melts led to the formation of the parent magmas of the Amudzhikan magmatic association. The crustal component in the source was of a heterogeneous nature and was finally formed as a result of the Early Cretaceous collision event. It is characterized by upper-crustal isotopic parameters: an increased Rb/Sr and U/Pb ratio and a decreased Sm/Nd ratio in the source. The mantle component is represented by the material of the enriched lithospheric mantle of the Central Asian fold belt, the formation of which is associated with subduction processes at the stage of closure of the Mongol-Okhotsk paleoocean. Metasomatic transformation of the mantle with the introduction of melts and fluids with isotopic parameters of an EMII-type source or upper crust occurred at this stage.

Keywords: granitoids, rapakivi, sources, continental crust, mantle, post-collisional geodynamic setting, geochronology, isotope geochemistry, petrogenesis, Central Asian fold belt, Mongol-Okhotsk suture zone

УДК 552.4

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)

© 2024 г. О. М. Туркина^{*a*, *}, А. В. Плюснин^{*b*}, Т. В. Донская^{*c*}, И. О. Афонин^{*d*}, С. С. Санин^{*e*}

^аИнститут геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия ^bТюменский государственный университет, Тюмень, Россия ^cИнститут земной коры СО РАН, Иркутск, Россия ^dТомский государственный университет, Томск, Россия ^eТюменский индустриальный университет, Тюмень, Россия ^{*}е-mail: turkina@igm.nsc.ru Поступила в редакцию 15.08.2023 г. После доработки 12.10.2023 г.

После доработки 12.10.2023 г. Принята к публикации 16.11.2023 г.

Представлены геохимические и геохронологические данные по гнейсам и гранитоидам из трех глубоких скважин (Ялыкская-4, Даниловская-532, Средненепская-1) в фундаменте юго-западной части Непско-Ботуобинского поднятия. На основании U-Pb датирования циркона установлено три этапа гранитоидного магматизма: 2.8, 2.0 и 1.87 млрд лет. На рубеже 2.8 млрд лет формировались магматические ТТГ-протолиты биотит-амфиболовых гнейсов (скв. Ялыкская-4), которые представляют мезоархейскую кору и испытали термальное воздействие в конце неоархея (~2.53 млрд лет), типичное для Тунгусского супертеррейна Сибирского кратона. Биотитовые гнейсограниты (~2.0 млрд лет) (скв. Даниловская-532), коррелирующие по возрасту с гранитоидами фундамента Маганского террейна и Акитканского складчатого пояса, формировались из метаосадочного источника, образованного при эрозии преимущественно пород палеопротерозойской ювенильной коры. Граниты А-типа (скв. Средненепская-1) с возрастом 1.88 млрд лет отвечают главному рубежу постколлизионного гранитообразования в пределах Южно-Сибирского магматического пояса. Биотит-амфиболовые гнейсы с возрастом 2.8 млрд лет маркируют положение восточной гранишы архейской коры в южной части Тунгусского супертеррейна с областью палеопротерозойской ювенильной коры, разделенных переходной зоной, гранитоиды которой имеют промежуточные изотопные характеристики. Изотопный состав палеопротерозойских гнейсов и гранитоидов свидетельствует о том, что пограничная с Тунгусским супертеррейном область – южная часть Маганского террейна включает блоки как архейской, так и палеопротерозойской коры, что определяет ее сходство с Акитканским складчатым поясом и акреционными орогенами. Финальная амальгамация Тунгусского супертеррейна с блоками восточной части фундамента Сибирского платформы отвечает рубежу 1.88 млрд лет.

Ключевые слова: фундамент Сибирской платформы, гнейсы, гранитоиды, архейская и палеопротерозойская кора

DOI: 10.31857/S0869590324040024 EDN: BZQOLA

введение

Сибирский кратон является наиболее крупным и наименее изученным на Евразийском континенте, поскольку большая часть его фундамента перекрыта мощным (2–5 км) мезопротерозойским до нижнемелового чехлом. Ключевыми для понимания его структуры и геологической истории являются вопросы районирования закрытых территорий. Геофизические (магнитные и гравиметрические) данные служили основой для всех предложенных схем строения фундамента и выделения нескольких тектонических провинций: Тунгусской, Анабарской, Оленекской, Алданской и Становой (Rosen et al., 1994; Розен, 2003; Gladkochub et al., 2006; Donskaya, 2020; Priyatkina et al., 2020).

Различаясь в деталях, касающихся границ отдельных провинций, во всех предложенных схемах западная половина Сибирского кратона относится к наиболее крупной Тунгусской провинции (супертеррейну) (рис. 1). Южная ее часть, обнаженная в Шарыжалгайском выступе, до последнего времени служила основным источником информации о геологическом строении и возрасте, слагающих ее комплексов. В рамках современных представлений тектонические провинции фундамента образованы преимущественно архейской корой. Синтез данных по коллизионным орогенам и маркирующим их гранитоидам позволил не только доказать, что формирование кратона завершилось в позднем палеопротерозое (Rosen et al., 1994; Розен, 2003; Gladkochub et al., 2006; Smelov, Timofeev, 2007; Глебовицкий и др., 2008), но и детализировать последовательность процессов сочленения отдельных блоков, происходивших в широком временном диапазоне ~2.0-1.84 млрд лет (Donskaya, 2020). В пределах обнаженных частей Тунгусского супертеррейна коллизионный метаморфизм, гранитоидный и базитовый магматизм происходили от 1.88 до 1.84 млрд лет (Туркина, Капитонов, 2019; Донская и др., 2014, 2019а), но эти процессы на южном фланге Тунгусского супертеррейна, скорее, маркируют его сочленение с Лаврентией или неизвестными блоками на ранних стадиях образования палеопротерозойского суперконтинента Колумбия (Нуна). Области сочленения архейских террейнов рассматриваются как коллизионные швы (орогены). В ряде случаев это доказано. Например, в обнаженных структурах Анабарского шита Котуйканская и Билляхская шовные зоны маркируются коллизионными гранитоидами и субсинхронным метаморфизмом на рубеже 1.98-1.96 млрд лет, что определяет наиболее ранние процессы сочленения Далдынского террейна с Маганским и Оленекским (Смелов и др., 2012; Гусев и др., 2013).

Граница между Тунгусским супертеррейном и Маганским террейном, относящимся к Анабарской провинции (супертеррейну), – Саяно-Таймырский (Байкало-Таймырский) орогенный пояс (шовная зона), почти полностью скрыта под осадочным чехлом, что порождает спекуляции как о его тектонической природе, так и времени/характере процессов, приведших к его формированию. В.А. Глебовицкий с соавторами (Глебовицкий и др., 2008) рассматривали эту границу как значительный по ширине палеопротерозойский Восточно-Тунгусский складчатый пояс. Существуют и другие точки зрения, трактующие эту зону либо как коллизионный ороген, сформированный при столкновении блоков архейской коры (Розен, 2003; Donskaya, 2020; и т.д.), либо как аккреционный ороген,



Рис. 1. Тектоническая схема строения фундамента Сибирской платформы, по (Donskaya, 2020) с изменениями. 1 – супертерейны; 2 – палеопротерозойские орогенные пояса; 3 – выступы фундамента (цифры в кружках): Ал – Алданский, Ст – Становой, О – Оленекский, Ан – Анабарский, К – Канский, С – Саянский, Ш – Шарыжалгайский, Б – Байкальский, Т – Тонодский; 4 – границы Непско-Ботуобинской антеклизы (НБА); 5 – район расположения изученных скважин (контур рис. 2); 6 – положение скважин в Тунгусском супертеррейне и Маганском террейне: 1 – Унга-Хасынская-2980, 2 – Мегеляхская-2441, 3 - Сюльдюкарская-10-1, 4 - Среднеботуобинская-1, по (Ларичев и др., 2022). Расположение скважин Кулиндинская-1 и Ереминская-101 по (Самсонов и др., 2022), скв. Могдинская-6 по (Попов и др., 2015).

образованный в результате палеопротерозойских субдукционных процессов (Priyatkina et al., 2020).

С целью приблизится к пониманию структуры и возраста коры зоны сочленения Тунгусского супертеррейна и Маганского террейна Анабарского супертеррейна были изучены породы фундамента на юго-западе Непско-Ботуобинской антеклизы (рис. 1). В качестве материала для исследования мы использовали керн из трех глубоких скважин. В настоящей работе представлены данные по составу и изотопным параметрам гнейсов и гранитоидов, U-Pb возрасту циркона из этих пород с целью обосновать гетерогенность коры данного региона, представленной как неоархейскими, так и палеопротерозойскими комплексами ювенильной природы, а также предложить новую тектоническую интерпретацию.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДИКИ

Содержания главных элементов в породах определены в Центре коллективного пользования
ТУРКИНА и др.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
компоненты	Ял-4	42	43	44	Дн-532	32	33	35	36
SiO ₂	68.44	73.40	72.54	72.58	73.25	68.06	68.06	72.62	72.86
TiO ₂	0.35	0.32	0.31	0.29	0.29	0.28	0.28	0.31	0.31
Al_2O_3	15.40	13.52	13.80	13.93	12.50	18.10	18.10	14.53	14.16
$Fe_2O_3^*$	3.73	3.01	3.01	2.88	3.99	3.78	3.78	3.62	3.56
MnO	0.05	0.03	0.03	0.03	0.04	0.01	0.01	0.03	0.02
MgO	1.10	1.17	1.40	1.67	0.76	1.26	1.26	0.70	0.73
CaO	2.98	2.95	2.87	2.40	0.72	2.25	2.25	2.15	1.71
Na ₂ O	4.24	3.74	3.74	3.59	1.47	0.35	0.35	1.91	1.82
K ₂ O	2.48	1.77	2.21	2.55	5.96	5.76	5.76	3.92	4.66
P_2O_5	0.10	0.10	0.10	0.09	0.09	0.15	0.15	0.21	0.16
П.п.п.	0.51	1.08	2.64	1.15	0.59	3.71	3.71	0.77	0.64
Сумма	99.46	99.43	99.53	99.70	99.77	99.60	99.60	99.46	99.51
Th	10.7	13.7	17.6	5.5	16.6	11.3	19.3	16.8	22.9
U	0.41	1.6	0.9	0.9	4.0	2.4	8.0	14.5	14.1
Rb	66	61	62	62	193	182	190	220	236
Ba	538	172	279	387	624	404	428	380	520
Sr	317	359	300	281	69	203	77	69	89
La	30	29.0	34.6	17.2	29	30.3	37.9	27.9	33.8
Ce	55	53.9	62.5	32.5	64	57.5	74.4	55.3	71.1
Pr	5.6	5.3	6.0	3.5	7.4	6.8	9.0	6.6	7.8
Nd	17.4	20.3	20.9	13.0	27	27.9	37.0	27.4	29.6
Sm	2.7	3.0	2.7	2.9	5.6	5.9	8.1	6.8	6.3
Eu	0.58	0.70	0.69	0.80	0.80	0.86	0.83	0.75	0.98
Gd	2.4	2.41	2.29	1.88	4.9	4.04	6.04	5.33	5.68
Tb	0.31	0.39	0.28	0.26	0.78	0.59	0.91	0.92	0.82
Dy	1.75	1.94	1.33	1.50	4.4	2.58	3.67	4.06	3.83
Но	0.35	0.35	0.26	0.30	0.82	0.45	0.60	0.68	0.63
Er	0.99	0.97	0.66	0.82	2.4	1.10	1.33	1.50	1.54
Tm	0.14	0.15	0.09	0.11	0.39	0.14	0.16	0.19	0.21
Yb	0.88	1.0	0.62	0.73	2.5	1.06	1.17	1.24	1.26
Lu	0.13	0.15	0.10	0.12	0.38	0.15	0.13	0.14	0.19
Zr	122	146	122	149	158	93	—	_	123
Hf	3.2	4.4	3.3	4.8	4.9	3.0	—	_	4.3
Та	0.25	0.42	0.21	0.47	0.93	0.54	1.02	0.91	0.73
Nb	4.1	5.8	4.2	4.7	8.5	7.8	13.0	12.4	7.5
Y	9.8	9.2	6.3	6.9	25	12.7	16.5	20.7	19.7
Cr	51	46	36	33	80	11	21	39	34
Ni	22	20	10	12	12	12	9.4	85	10
Со	7.4	11	5	7	5.0	3.4	4.4	6.0	4
V	35	41	39	33	15.5	11	13.4	18	12
(La/Yb) _n	6.9	19.5	37.8	15.8	7.8	19.4	21.8	15.1	18.1
Eu/Eu*	0.68	0.77	0.83	0.98	0.45	0.51	0.35	0.37	0.49

Таблица 1. Содержание главных (мас. %) и редких (г/т) элементов в гнейсах и гранитоидах фундамента Непско-Ботуобинской антеклизы

Vourgement	10	11	12	13	14	15	16	17	18
компоненты	37	38	Сн-1	107	108	123	124	125	126
SiO ₂	70.52	69.95	72.42	71.09	68.46	72.62	74.09	66.54	68.83
TiO ₂	0.22	0.33	0.27	0.25	0.33	0.27	0.23	0.35	0.33
Al_2O_3	16.69	16.07	13.22	14.49	16.00	15.02	13.37	18.25	17.64
$Fe_2O_3^*$	2.52	3.31	3.53	2.92	3.09	3.07	2.79	4.10	3.07
MnO	0.02	0.02	0.04	0.02	0.04	0.03	0.03	0.04	0.03
MgO	0.55	0.71	0.34	0.59	0.41	0.74	0.59	1.04	0.71
CaO	2.38	2.32	1.34	1.80	1.57	1.51	1.33	1.64	1.65
Na ₂ O	2.63	2.52	3.12	2.70	3.52	3.52	3.16	3.98	4.05
K ₂ Õ	4.36	4.63	5.18	6.08	6.47	3.15	4.35	3.95	3.58
P_2O_5	0.10	0.12	0.06	0.07	0.10	0.08	0.06	0.09	0.09
П.п.п.	0.58	0.60	0.34	0.59	0.41	0.40	0.92	0.34	0.48
Сумма	99.45	99.11	99.99	99.71	99.16	99.24	99.23	99.21	99.60
Th	18.7	11.9	54	68.1	60.1	67.6	65.4	65.7	118.0
U	6.3	4.2	10.0	13.1	9.7	11.5	11.1	12.2	18.4
Rb	217	259	211	236	250	240	237	239	279
Ва	556	583	687	761	784	660	590	679	799
Sr	78	140	100	164	124	113	104	107	118
La	33.0	27.5	82	93.4	103.5	97.3	84.6	94.0	130.7
Ce	67.9	49.4	153	175.2	178	167	144	162	239.8
Pr	7.7	5.4	15.8	17.9	18.1	17.1	14.6	16.5	24.0
Nd	30.9	19.2	50	60.7	61.1	58.7	50.0	57.2	83.8
Sm	6.9	3.8	7.3	9.0	8.8	8.8	7.7	8.9	10.4
Eu	0.68	1.21	0.62	1.07	0.80	0.87	0.71	0.95	1.28
Gd	5.15	3.81	5.0	6.05	6.78	6.40	5.65	6.51	7.37
Tb	0.80	0.56	0.62	0.77	0.79	0.74	0.66	0.77	1.00
Dy	3.30	3.05	2.9	4.21	3.43	2.97	2.73	3.29	4.83
Но	0.53	0.58	0.60	0.74	0.66	0.58	0.54	0.65	0.92
Er	1.16	1.48	1.58	2.01	1.98	1.72	1.57	1.87	2.66
Tm	0.15	0.19	0.23	0.30	0.28	0.25	0.22	0.26	0.44
Yb	0.98	1.28	1.50	2.34	2.18	1.95	1.73	2.06	2.85
Lu	0.11	0.17	0.22	0.35	0.28	0.26	0.24	0.27	0.40
Zr	-	61	188	206	_	193	150	156	257
Hf	-	2.1	5.7	7.4		5.4	4.2	4.5	9.1
Та	0.72	0.58	1.19	1.98	0.75	1.42	1.22	1.28	1.66
Nb	9.0	3.9	15.5	17.9	21.0	18.6	17.0	18.7	20.1
Y	16.4	15.3	16.3	15.8	19.2	16.9	15.4	18.2	19.4
Cr	34	41	66	36	9	39	49	48	31
Ni	56	13	4	9	8	2	3	5	10
Со	5.4	6	2.9	2	2.4	2.5	2.6	3.3	2
V	20	13	10	7	13	10	9	13	11
(La/Yb) _n	22.7	14.5	36.9	26.9	32.1	33.7	32.9	30.7	30.9
Eu/Eu*	0.33	0.96	0.30	0.42	0.30	0.34	0.32	0.36	0.43

Примечание. 1–4 – биотит-амфиболовые гнейсы (скв. Ялтыкская-4), 5–11 – биотитовые гнейсограниты (скв. Данилов-ская-532), 12–18 – биотитовые граниты (скв. Средненепская-1). Прочерк – нет данных.

многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск) рентгенофлюоресцентным методом на спектрометре ARL-9900 XL. Содержание редких элементов в трех реперных образцах (Ял-4, Дн-532 и Сн-1) определены в ЦКП МИИ СО РАН методом ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT (Finnigan Mat) с ультразвуковым распылителем U-5000AT+ по методике (Николаева и др., 2008). На стадии химической подготовки образцов использовали сплавление с особо чистым метаборатом лития при 1050°C в платиновых тиглях с последующим растворением полученного сплава в разбавленной азотной кислоте. Для обеспечения стабильности полученного раствора поддерживали общую кислотность на уровне 5% НОО3 и добавляли следовые количества HF, что необходимо для корректного определения высокозарядных элементов. Сплавление при высокой температуре обеспечивает разложение практически всех наиболее трудновскрываемых минералов, которые могут быть концентраторами редкоземельных и высокозарядных элементов, а повышение кислотности и добавки HF в качестве комплексообразователя стабилизируют эти растворы и минимизируют потери высокозарядных элементов, которые могут происходить в результате гидролиза при низкой кислотности. Пределы обнаружения редкоземельных и высокозарядных элементов составляют от 0.005 до 0.1 г/т; точность анализа – в среднем 2-5 отн. %.

Определение содержаний редких и редкоземельных элементов для семи образцов (36, 38, 42, 43, 44, 107, 126 в табл. 1) выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в ЦКП "Геодинамика и геохронология" ИЗК СО РАН (г. Иркутск) на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7900 (Agilent Technologies Inc., США). Концентрации элементов в образцах рассчитаны относительно международных стандартов ВНVО-2, ВСR-2, G-2, GSP-2. Химическое разложение проб для ICP-MS анализа проведено методом сплавления с метаборатом лития по методике (Panteeva et al., 2003), что позволило достичь полного растворения всех минералов. Ошибка определения содержаний редких и редкоземельных элементов методом ICP-MS составляла ≤5%. Для остальных образцов определение редких и высокозарядных элементов выполнено в Томском региональном центре коллективного пользования Национального исследовательского Томского государственного университета (ТРЦКП НИ ТГУ, г. Томск) методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7500cx (Agilent Technologies Inc., США). Пробы переведены в раствор методом кислотного разложения с использованием смеси HF и HNO₃ в микроволновой

системе Millistone Start D. В качестве внутреннего стандарта использован In (Internal Standard, Inorganic Ventures, США) и внешнего стандарта – СГ-4 (ГСО 10135–2012). Пределы обнаружения составляют 0.005–0.1 г/т. Данная методика не обеспечивает полного растворения циркона, поэтому концентрации Zr и Hf не приведены в табл. 1.

Определение концентраций и изотопного состава Sm и Nd проведено методом TIMS на мультиколлекторном термоионизационном масс-спектрометре двойной фокусировки TRITON Plus в ЦКП "Геоаналитик" Института геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург) в статическом режиме по методике, описанной в работе (Аникина и др., 2018). Холостое внутрилабораторное загрязнение составило 0.07 нг для Sm и 0.4 нг для Nd. Точность определения концентраций Sm и Nd составляет ± 1% (2 σ), изотопных отношений 147 Sm/ 144 Nd ± 0.3% (2 σ), 143 Nd/ 144 Nd ± 0.003% (2 σ). Измеренные значения 143 Nd/ 144 Nd нормализованы к 148 Nd/ 144 Nd = 0.241572. Оценка качества измерений контролировалась по изотопному стандарту JNdi-1. за период исследования средневзвешенное значение (N = 16) ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd составило 0.512109 ± 6 (2 σ). Значения величины ε_{Nd} определены относительно CHUR (147 Sm/ 144 Nd = 0.1967, 143 Nd/ 144 Nd = 0.512638) (Jacobsen, Wasserburg, 1984).

U-Pb датирование ширконов из трех образцов (Ял-4, Дн-532, Сн-1) проводилось на масс-спектрометре высокого разрешения с индуктивно связанной плазмой Element XR (Thermo Finnigan) с использованием лазерной абляции UP-213 (New Wave Research) на основе ультрафиолетового Nd: YAG лазера с длиной волны 213 нм (LA-ICP-MS) (ЦКП МИИ СО РАН, г. Новосибирск). Параметры измерения масс-спектрометра оптимизировали для получения максимальной интенсивности сигнала ²⁰⁸Рb при минимальном значении ²⁴⁸ThO⁺/²³²Th⁺ (менее 2%), используя стандарт NIST SRM612. Все измерения выполнялись по изотопам ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th, ²³⁵U, ²³⁸U. Съемка проводилась в режиме E-scan. Детектирование сигналов проводилось в режиме счета (counting) для всех изотопов, кроме $^{2\overline{3}8}$ U (аналоговый режим). Диаметр лазерного луча составлял 25 мкм, частота повторения импульсов 6 Гц и плотность энергии лазерного излучения примерно 3.5 Дж/см². Данные масс-спектрометрических измерений обрабатывались с помощью программы "Glitter" (Griffin et al., 2008). U-Pb изотопные отношения нормализованы на соответствующие значения изотопных отношений стандартных цирконов TEMORA-2 и Plešovice (Slama et al., 2008). Возраст стандартных образцов циркона в сессии измерений составляет: 91500-1053.3 ± 8.4 млн лет и 1055 \pm 11 млн лет; Plešovice – 338.3 \pm 2.7 и 337.2 ± 3.2 млн лет. Погрешность единичных

анализов (отношений и возрастов) приведена на уровне 1σ , погрешность вычисленных возрастов и пересечений с конкордией — на уровне 2σ .

Для двух образнов (NK-M-2, NK-M-3) датирование цирконов U-Pb методом проводилось на эксимерной системе лазерной абляции Analyte Excite 193 нм (Teledyne CETAC Technologies (США)), совмещенной с масс-спектрометром с индуктивно связанной плазмой AGILENT 7900 (Agilent Technologies, США). Исследования были выполнены на оборудовании ТРЦКП НИ ТГУ. Концентрация элементов в пробе определялась посредством градуировки с использованием элементных стандартов – NIST-610 и NIST-612 (Pearce et al., 2007). Для избежания матричного эффекта в качестве стандартных образцов использовался циркон с хорошо определенным уран-свинцовым отношением: 91500, Temora II, GJ-1 (Wiedenbeck, 1995; Black et al., 2004; Jackson et al., 2004). Возраст стандартного образца циркона 91500 в сессии измерений составил 1062.6 ± 3.7 млн лет. Полученные данные обрабатывались с использованием программного продукта Igor Pro с надстройкой Iolite. Погрешность анализов (отношений и возрастов) приведена на уровне 2σ. Построение графиков с конкордией проводилось с использованием программы ISOPLOT 3.00 (Ludwig, 2012).

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Геологическое положение скважин и петрографическая характеристика гранитоидов

Район исследования представляет фундамент крайней юго-западной части Непско-Ботуобинской антиклизы (рис. 1). Согласно схеме (Rosen et al., 1994), эта область охватывает структуры Тунгусского супертеррейна и Маганского террейна Алданского супертеррейна. Эта же область отвечает Восточно-Тунгусскому складчатому поясу (2.1-1.9 млрд лет) в тектонической схеме В.А. Глебовицкого с соавторами (Глебовицкий и др., 2008). На геологической схеме строения фундамента в скважинах Ялыкская-4 (Ял-4) и Средненепская-1 (Сн-1) вскрыты архейские комплексы Тунгусского супертеррейна, тогда как скважина Даниловская-532 (Дн-532), расположенная к востоку на правобережье р. Нижняя Тунгуска, находится среди пород Маганского террейна (рис. 1). На карте тектонического районирования фундамента (Гришин, Сурков, 1979) изученная область на западе представлена позднеархейской корой, а на востоке – палеопротерозойской (рис. 2). Породы из трех скважин представлены гнейсами и гранитоидами, которые резко различаются по степени деформации и текстурно-структурным признакам.

Наибольшей степенью деформации и гнейсовидностью обладают породы из скв. Ял-4,



Рис. 2. Геологическое положение изученных скважин на фрагменте карты тектонического районирования фундамента Сибирской платформы (Гришин, Сурков, 1979). 1 – раннепротерозойские комплексы, 2 – позднеархейские комплексы, переработанные в раннем протерозое, 3 – архейские комплексы, 4 – интрузивные гранитоиды, 5 – интрузивные основные и ультраосновные породы, 6 – глубинные разломы, разграничивающие разновозрастные тектонические структуры, 7 – изученные скважины: Ялтыкская-4 (Ял-4), Средненепская-1 (Сн-1), Даниловская-532 (Дн-532).

вскрытые в интервале 3368-3376 м. Макроскопически они представляют собой тонко- до грубополосчатых гнейсы (рис. 3а). Их текстура определяется чередованием полос, сложенных преимущественно кварцем и полевым шпатом, и полос, обогащенных биотитом и амфиболом. Структура пород нематогранобластовая и гнейсовидная без отчетливого идиоморфизма плагиоклаза. Среди полевых шпатов преобладает плагиоклаз (до 40%), содержание микроклина не превышает 10-15% (рис. 4а). Темноцветные минералы распределены крайне неоднородно, образуя гнездообразные скопления и шлиры, подчеркивающие гнейсовидность породы. Преобладающим является темно-зеленый амфибол (10-15%), который замещается вторичным ярко-зеленым амфиболом. Биотит, составляющий 5-10%, замещается хлоритом. Акцессорными минералами являются доминирующие апатит, длиннопризматический циркон и редко встречающийся сфен.

Породы из скв. Дн-532 в интервале 2498–2516 м это неравномернозернистые в различной степени деформированные и катаклазированные гнейсограниты. По текстурным признакам среди них



Рис. 3. Фотографии керна гнейсов и гранитоидов из скважин. (а) – биотит-амфиболовый гнейс (скв. Ял-4), (б, в) – биотитовые гнейсограниты (скв. Дн-532: (б) – гнейсограниты с "овоидными" обособлениями полевых шпатов (нижняя часть разреза), (в) – гнейсограниты с катакластической текстурой (верхняя часть), отделенные зоной срыва.

можно выделить две разновидности (рис. 36, 3в). В нижней части интервала (>2511 м) для гнейсогранитов характерны крупные овальные или неправильной формы обособления полевых шпатов (плагиоклаз и микроклин), размер отдельных зерен достигает 1×2 см, их обтекают шлировидные выделения биотита, содержание которого составляет 10-15% (рис. 36, 46). Крупные зерна плагиоклаза и микроклина субидиоморфны. К шлировидным выделениям биотита приурочены единичные зерна граната (рис. 4в). Зерна граната массивные без включений имеют округлую форму. В основной массе одни участки сложены кварцем и мелкими чешуями биотита, другие – полевыми шпатами, кварцем и биотитом. Структура основной массы гранобластовая. В верхней части интервала, отделенной субпаллельными зонами срыва, распространены более однородные биотитовые гнейсограниты с катакластической текстурой и гипидиоморфнозернистой до гранобластовой структурой, которые также содержат зерна граната (рис. 3в). В целом как текстура, так и структура гнейсогранитов обусловлена деформациями и катаклазом. Акцессорные минералы этих пород включают

крупные и мелкие зерна циркона, последние образуют многочисленные включения в биотите, и неправильной формы зерна апатита.

В скв. Сн-1 в интервале 2706–2715 м вскрыты серые и розоватые биотитовые порфировидные среднезернистые граниты с массивной текстурой и гипидиоморфнозернистой структурой, которые лишены следов деформации (рис. 4г). Они сложены микроклином, плагиоклазом и кварцем примерно в равных пропорциях. Крупные порфировые выделения образованы микроклин-пертитом часто сдвойникованным, его содержание варьирует от 25 до 35%, тогда как в основной массе преобладает плагиоклаз. Содержание биотита, который равномерно распределен в породе, составляет 10–15%. К биотиту приурочены зерна галенита. Акцессорные минералы – это апатит, циркон и сфен.

U-Pb возраст циркона из гнейсов и гранитоидов

Датирование циркона было выполнено для трех типов пород, представленных в скважинах Ял-4, Дн-532 и Сн-1, результаты приведены в табл. 2 и 3.

В гнейсе из образца скв. Ял-4 циркон представлен призматическими кристаллами со слабо развитыми гранями пирамиды размером от 100 до 300 мкм с коэффициентом удлинения К_{удл} = 1.5-3.0. Полупрозрачные до прозрачных кристаллы имеют светло-коричневую окраску. В катодолюминисцентном изображении (CL) большинство зерен имеет отчетливую осцилляторную зональность, типичную для магматического циркона (рис. 5а). Большинство из 40 проанализированных зерен циркона располагаются вдоль конкордии в диапазоне 2826-2600 млн лет с максимумом на кривой вероятности 2780 млн лет. Эти цирконы имеют содержание U = 103-544 ppm и Th/U = 0.14-0.83(табл. 2). Для 26 зональных в СL зерен циркона с дискордантностью $D \le 2\%$ средневзвешенный 207 Pb/ 206 Pb возраст составляет 2780 \pm 12 млн лет (СКВО = 0.37) (рис. 6а, 6б).

Четыре точки, отвечающие краевым слабо зональным зонам кристаллов или центральным частям, лишенным зональности, с Th/U = 0.13-0.57, U = 268 - 315 ppm и $D \le 3.5\%$ дают средневзвешенный возраст 2537 ± 26 млн лет. Одна из оболочек с возрастом 2539 млн лет обрастает зональное ядро с возрастом 2791 млн лет, который близок к таковому основной группы цирконов (рис. 5а, зерно 26). Кривая распределения возраста основной группы цирконов ассиметричная, что позволяет предполагать частичную потерю радиогенного Рb при термальном событии около 2.53 млрд лет. Для 12 призматических кристаллов из основной группы с отчетливой осцилляторной зональностью в CL получен средневзвешенный ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст 2801 ± 18 млн лет (СКВО = 0.1). Остальные 10



Рис. 4. Микрофотографии гнейсов и гранитоидов: (а) – биотит-амфиболовый гнейс (скв. Ял-4), (б) – гнейсогранить с "овоидными" обособлениями полевых шпатов (скв. Дн-532), (в) – гранат-биотитовый шлир в гнейсограните; (г) – биотитовый гранит (скв. Сн-1), при скрещенных николях. Масштабная линейка одинакова для всех фото (а–г).

определений имеют промежуточные значения возраста от 2603 до 2695 млн лет и отвечают слабо зональным краевым, а также незональным центральным частям кристаллов. Учитывая их повышенную дискордантность (D = 1-16%) можно полагать, что снижение их возраста связано с частичной потерей радиогенного Pb.

В скв. Дн-532 датирование циркона выполнено для трех образцов, представленных овоидными (обр. Дн-532) и более однородными гнейсогранитами (обр. NK-M-2 и NK-M-3). Амфибол-биотитовый гнейсогранит из обр. Дн-532 содержит длиннопризматический циркон полупрозрачный до прозрачного темно-коричневого цвета. Для определения возраста использованы мелкие (100-300 мкм) и полупрозрачные кристаллы с концентрацией U 196–688 ppm, Th/U = 0.05-0.65 и $D \le 5\%$ (табл. 2). В CL-изображении эти цирконы характеризуются низкой светимостью с более светлыми центральными частями и черными краевыми (рис. 5б). Анализировались преимущественно центральные части зерен со слабой осцилляторной зональностью. Для 23 кристаллов циркона средневзвешенный 207 Pb/ 206 Pb возраст составляет 2011 ± 18 млн лет (СКВО = 0.29), что аналогично возрасту по верхнему пересечению дискордии с конкордией – 2008 ± 8 млн лет (СКВО= 0.73) (рис. 7а, 7б).

Гнейсогранит (обр. NK-M-2) содержит призматические кристаллы циркона размером 100-300 мкм, нередко трещиноватые и содержащие твердофазные включения. В CL-изображении зерна имеют как слабо выраженную осцилляторную зональность, так и лишены ее (рис. 5г). Цирконы характеризуются содержанием U 240-1970 ppm и нередко пониженным Th 44–359 ppm, результатом является широкий диапазон значений Th/U (0.05-0.54) (табл. 3). Все точки циркона располагаются вдоль дискордии, для 26 зерен возраст по верхнему пересечению дискордии с конкордией составляет 1977 ± 27 млн лет (СКВО = 1.1) (рис. 7в). Оставшиеся три зерна циркона имеют ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст более 2.0 млрд лет с максимальным значением 2071 млн лет.

В образце гнейсогранита (NK-M-3) кристаллы циркона размером 100-200 мкм

ТУРКИНА и др.

		22271	206.53	Возраст,	млн лет		207		207		20652 #		
Точка	U, ppm	$\frac{232}{238}$ U	ppm	$\frac{\frac{206}{238}}{U}$	$\frac{\frac{207}{Pb}}{\frac{206}{Pb}}$	D, %	$\frac{207 \text{Pb}^*}{206 \text{Pb}^*}$	lσ	$\frac{207 \text{ Pb}^{*}}{235 \text{ U}}$	lσ	$\frac{200 \text{Pb}^{*}}{238 \text{U}}$	1σ	Rho
				I		Гней	с, обр. Ял	-4	I		I		
1	206	0.44	109	2744 + 28	2794 + 32	1.9	0.1962	0.0039	14.3253	0.1916	0.5305	0.0067	0.95
2	238	0.35	127	2757 ± 28	2794 ± 32	1.3	0.1961	0.0039	14.4072	0.1922	0.5337	0.0068	0.95
3	155	0.47	83	2758 ± 29	2763 ± 32	0.2	0.1925	0.0038	14.1456	0.1909	0.5338	0.0068	0.94
4	396	0.16	191	2537 ± 27	2688 ± 32	6.0	0.1839	0.0036	12.2082	0.1622	0.4823	0.0061	0.95
5	448	0.57	245	2812 ± 29	2804 ± 32	-0.3	0.1972	0.0039	14.8512	0.1971	0.5469	0.0069	0.95
6	373	0.15	197	2735 ± 28	2706 ± 32	-1.1	0.1859	0.0037	13.5233	0.1796	0.5285	0.0067	0.95
7	323	0.36	153	2496 ± 26	2671 ± 32	7.0	0.1820	0.0036	11.8436	0.1582	0.4727	0.0060	0.95
8	353	0.37	193	2811 ± 29	2768 ± 32	-1.5	0.1931	0.0038	14.5273	0.1936	0.5466	0.0069	0.95
9	456	0.63	251	2826 ± 29	2772 ± 32	-1.9	0.1935	0.0038	14.6565	0.1946	0.5502	0.0070	0.95
10	268	0.57	124	2451 ± 26	2502 ± 33	2.1	0.1644	0.0032	10.4704	0.1407	0.4625	0.0059	0.94
11	191	0.43	102	2761 ± 29	2790 ± 32	1.0	0.1956	0.0039	14.3969	0.1941	0.5347	0.0068	0.94
12	544	0.21	282	2691 ± 26	2714 ± 32	0.9	0.1868	0.0037	13.3274	0.1773	0.5182	0.0066	0.95
13	264	0.42	143	2787 ± 29	2799 ± 32	0.4	0.1967	0.0039	14.6458	0.1965	0.5408	0.0069	0.95
14	241	0.37	129	2753 ± 28	2805 ± 32	1.9	0.1974	0.0039	14.4788	0.1946	0.5328	0.0068	0.95
15	371	0.14	179	2543 ± 27	2729 ± 32	7.3	0.1885	0.0037	12.5545	0.1683	0.4837	0.0061	0.95
16	293	0.13	105	1981 ± 22	2553 ± 33	28.9	0.1696	0.0034	8.4000	0.1139	0.3598	0.0046	0.94
17	315	0.43	153	2552 ± 27	2563 ± 33	0.4	0.1706	0.0034	11.4080	0.1536	0.4858	0.0062	0.94
18	159	0.38	80	2634 ± 28	2801 ± 32	6.3	0.1969	0.0039	13.6860	0.1865	0.5048	0.0065	0.94
19	270	0.46	125	2460 ± 26	2545 ± 33	3.5	0.1688	0.0033	10.7927	0.1463	0.4646	0.0059	0.94
20	417	0.58	230	2832 ± 29	2788 ± 32	-1.6	0.1954	0.0039	14.8404	0.1998	0.5518	0.0070	0.94
21	432	0.08	224	2689 ± 28	2734 ± 32	1.7	0.1890	0.0037	13.4704	0.1818	0.5176	0.0066	0.94
22	178	0.27	94	2729 ± 29	2774 ± 32	1.7	0.1938	0.0039	14.0618	0.1928	0.5271	0.0068	0.93
23	230	0.39	121	2727 ± 28	2798 ± 32	2.6	0.1966	0.0039	14.2517	0.1944	0.5266	0.0067	0.94
27	314	0.37	152	2544 ± 27	2539 ± 33	-0.2	0.1681	0.0033	11.1940	0.1525	0.4838	0.0062	0.94
28	224	0.50	126	2866 ± 30	2791 ± 32	-2.6	0.1958	0.0039	15.0920	0.2059	0.5600	0.0072	0.94
29	269	0.31	135	2622 ± 28	2695 ± 32	2.8	0.1847	0.0037	12.7616	0.1744	0.5019	0.0064	0.93
30	391	0.55	206	2731 ± 28	2792 ± 32	2.2	0.1958	0.0039	14.2230	0.1935	0.5275	0.0067	0.94
31	263	0.33	126	2527 ± 27	2631 ± 33	4.1	0.1776	0.0035	11.7327	0.1613	0.4798	0.0061	0.93
32	378	0.83	197	2707 ± 28	2773 ± 32	2.4	0.1936	0.0038	13.9045	0.1899	0.5217	0.0067	0.93
33	415	0.21	201	2553 ± 27	2603 ± 33	2.0	0.1747	0.0035	11.6847	0.1606	0.4859	0.0062	0.93
34	250	0.23	131	2720 ± 28	2724 ± 32	0.1	0.1879	0.0038	13.5788	0.1886	0.5250	0.0067	0.92
35	141	0.41	72	2652 ± 28	2789 ± 32	5.2	0.1955	0.0039	13.6990	0.1928	0.5089	0.0066	0.92
36	205	0.78	110	2769 ± 29	2777 ± 32	0.3	0.1940	0.0039	14.3322	0.1999	0.5365	0.0069	0.92
37	258	0.43	139	2776 ± 29	2799 ± 32	0.8	0.1966	0.0039	14.5736	0.2023	0.5383	0.0069	0.92
38	103	0.29	48	2473 ± 27	2660 ± 33	7.6	0.1808	0.0037	11.6428	0.1676	0.4677	0.0061	0.91
39	206	0.38	108	2713 ± 29	2744 ± 33	1.2	0.1902	0.0038	13.7006	0.1925	0.5232	0.0067	0.92
40	220	0.41	117	2752 ± 29	2740 ± 33	-0.4	0.1897	0.0038	13.9099	0.1949	0.5325	0.0069	0.92
41	337	0.17	145	2310 ± 25	2670 ± 33	15.6	0.1819	0.0036	10.7892	0.1509	0.4308	0.0055	0.92
42	396	0.23	193	2555 ± 27	2690 ± 33	5.3	0.1840	0.0037	12.3248	0.1722	0.4865	0.0062	0.92
43	433	0.30	221	2662 ± 28	2676 ± 33	0.5	0.1825	0.0037	12.8454	0.1807	0.5113	0.0066	0.91
44	161	0.68	85	2723 ± 29	$2/59 \pm 33$	1.3	0.1920	0.0039	13.8948	0.1997	0.5257	0.0068	0.90
45	316	0.30	162	2666 ± 28	2645 ± 33	-0.8	0.1791	0.0036	12.6322	0.1791	0.5122	0.0066	0.91
46	257	0.26	137	2759 ± 29	$2/51 \pm 33$	-0.3	0.1910	0.0039	14.0435	0.2000	0.5342	0.0069	0.91
47	424	0.64	214	2638 ± 28	$2/87 \pm 33$	5.7	0.1953	0.0039	13.5964	0.1929	0.5057	0.0065	0.91
48	311	0.41	163	2722 ± 29	$2/36 \pm 33$	0.5	0.1893	0.0038	13.6985	0.1959	0.5255	0.0068	0.90
50	257	0.45	132	2667 ± 28	2770 ± 33	3.9	0.1932	0.0039	13.6292	0.1959	0.5124	0.0066	0.90

Таблица 2. U-Pb изотопные данные и возраст циркона из гнейса и гранитоидов фундамента Непско-Ботуобинской антеклизы

Таблица 2. Окончание

				Возраст	млн лет								
Тонка	U,	²³² Th	²⁰⁶ Pb,	Dospaci,		ח %	²⁰⁷ Pb*	1σ	²⁰⁷ Pb*	10	²⁰⁶ Pb*	10	Pho
ТОчка	ppm	²³⁸ U	ppm	$\frac{206 \text{Pb}}{238 \text{I}}$	$\frac{207}{206}$ Pb	D, 70	²⁰⁶ Pb*	10	²³⁵ U	10	²³⁸ U	10	KIIO
				0	P0								
					Гне	йсогра	нит, обр. ,	Цн-532					
35	619	0.05	197	2023 ± 30	2003 ± 45	-1.0	0.1232	0.0032	6.2545	0.1186	0.3687	0.0063	0.91
37	352	0.42	109	1977 ± 29	2029 ± 45	2.6	0.1250	0.0032	6.1758	0.1156	0.3589	0.0061	0.91
38	522	0.28	164	1998 ± 29	2006 ± 44	0.4	0.1234	0.0031	6.1711	0.1145	0.3633	0.0062	0.92
39	456	0.11	142	1976 ± 29	2017 ± 45	2.1	0.1242	0.0032	6.1309	0.1141	0.3587	0.0061	0.92
40	688	0.12	227	2077 ± 30	2019 ± 44	-2.8	0.1243	0.0032	6.5067	0.1199	0.3802	0.0065	0.92
44	367	0.58	107	1865 ± 28	1963 ± 45	5.2	0.1204	0.0031	5.5638	0.1045	0.3356	0.0057	0.91
45	619	0.16	196	2009 ± 29	1998 ± 45	-0.5	0.1229	0.0031	6.1827	0.1148	0.3656	0.0062	0.92
47	413	0.42	133	2041 ± 30	2014 ± 45	-1.3	0.1240	0.0032	6.3546	0.1192	0.3724	0.0064	0.91
50	563	0.17	185	2076 ± 30	2022 ± 45	-2.6	0.1245	0.0032	6.5137	0.1227	0.3800	0.0065	0.91
51	619	0.11	196	2010 ± 29	2029 ± 45	0.9	0.1250	0.0032	6.2999	0.1176	0.3660	0.0062	0.91
52	870	0.09	276	2015 ± 29	1964 ± 45	-2.6	0.1205	0.0031	6.0884	0.1140	0.3670	0.0063	0.91
54	575	0.53	183	2023 ± 30	1993 ± 45	-1.5	0.1225	0.0031	6.2173	0.1168	0.3687	0.0063	0.91
58	226	0.31	68	1928 ± 29	2013 ± 46	4.4	0.1239	0.0032	5.9424	0.1157	0.3485	0.0060	0.88
67	196	0.24	59	1934 ± 29	2009 ± 46	3.9	0.1236	0.0032	5.9545	0.1157	0.3499	0.0060	0.88
73	313	0.42	98	1993 ± 29	2017 ± 46	1.2	0.1242	0.0033	6.1927	0.1206	0.3623	0.0062	0.88
75	272	0.36	85	1987 ± 29	1995 ± 46	0.4	0.1227	0.0032	6.0953	0.1183	0.3610	0.0062	0.88
78	289	0.38	94	2052 ± 30	1995 ± 46	-2.8	0.1227	0.0032	6.3283	0.1245	0.3748	0.0064	0.87
84	235	0.48	74	2009 ± 30	1999 ± 47	-0.5	0.1229	0.0033	6.1884	0.1244	0.3657	0.0063	0.86
85	201	0.65	63	2005 ± 30	2069 ± 46	3.2	0.1279	0.0034	6.4224	0.1287	0.3649	0.0063	0.86
87	389	0.23	108	1792 ± 27	1987 ± 46	10.9	0.1221	0.0032	5.3876	0.1055	0.3205	0.0055	0.87
29*	391	0.44	136	1927 ± 21	2007 ± 36	4	0.1235	0.0025	5.9211	0.0842	0.3483	0.0044	0.88
26*	554	0.09	196	1951 ± 21	2032 ± 36	4	0.1252	0.0025	6.0919	0.0846	0.3534	0.0044	0.89
28*	429	0.27	151	1950 ± 21	2046 ± 36	5	0.1262	0.0026	6.1383	0.0867	0.3533	0.0044	0.88
1					I	Грани	т обр Сн	-1	I	I			I
1			110	1200 22	0110 + 44		0 1215	0.0024	4 2000		0.2424	0.00.42	
1	222	0.89	110	1399 ± 22	2118 ± 44	51.4	0.1315	0.0034	4.3888	0.0826	0.2424	0.0042	0.92
3	080	0.47	203	1894 ± 28	$191/ \pm 45$	1.2	0.11/4	0.0030	5.5200	0.1025	0.3410	0.0059	0.93
4	040 196	0.40	187	$18/8 \pm 28$	1955 ± 45	4.1	0.1199	0.0031	5.2000	0.1056	0.3383	0.0058	0.91
0	186	0.88	33	1881 ± 29	$1891 \pm 4/$	0.5	0.1157	0.0031	5.3990	0.1069	0.3389	0.0059	0.88
9	262	1.21	/0	1809 ± 28	$190/ \pm 40$	2.0	0.110/	0.0031	5.4058	0.1001	0.3304	0.0059	0.89
11	430	0.53	130	1905 ± 28	$18/1 \pm 45$	-1.8	0.1144	0.0029	5.4148	0.1019	0.3438	0.0059	0.92
12	4//	0.50	141	1895 ± 28	1804 ± 40	-1.0	0.1140	0.0029	5.3011	0.1016	0.341/	0.0059	0.91
13	105	1.05	48	1800 ± 28	$1889 \pm 4/$	1.3	0.1150	0.0031	5.3413	0.1076	0.3350	0.0059	
14	530	1.32	159	1899 ± 28 1721 ± 26	$189/ \pm 45$ 1006 ± 45	-0.1	0.1101	0.0030	5.4/04	0.1018	0.342/	0.0059	0.92
15	555	0.95	141	$1/21 \pm 20$ 1004 ± 29	1990 ± 43 1907 ± 45	10.0	0.1227	0.0032	5.1080	0.0994	0.3000	0.0055	0.90
1/	300	0.51	10/	1904 ± 28	1897 ± 43	-0.4	0.1101	0.0030	5.4000	0.1022	0.3433	0.0039	0.92
18	607	1.45	1/9	1890 ± 28	1883 ± 45 1020 + 45	-0.4	0.1152	0.0029	5.4030	0.1002	0.3408	0.0058	0.92
19	4/3	0.86	138	$18/0 \pm 28$	1929 ± 45	3.2	0.1182	0.0030	5.4/43	0.1022	0.3303	0.0058	0.92
20	308	0.70	83	$1/45 \pm 26$	2288 ± 44	31.1	0.1450	0.0037	6.2063	0.11/6	0.3110	0.0054	0.91
23	1638	0.58	429	$1/04 \pm 26$	$1/75 \pm 45$	4.2	0.1085	0.002/	4.5215	0.082/	0.3026	0.0052	0.93
24	1390	0.32	3/1	$1/35 \pm 26$	$1/52 \pm 45$	-0.2	0.1072	0.0027	4.0162	0.0844	0.3129	0.0053	0.93
26	132	0.88	58	$180/\pm 29$	1836 ± 48	-0.6	0.1135	0.0031	5.2492	0.1085	0.3339	0.0059	0.86
27	186	0.93	54	1855 ± 28	1924 ± 46	3./	0.11/9	0.0031	5.4099	0.1059	0.3334	0.0058	0.89
δ* 27*	369	0.45	122	1835 ± 19	$184/\pm 35$	1	0.1129	0.0022	5.1186	0.0647	0.3292	0.0039	0.93
2/*	246	0.61	82	1854 ± 19	1880 ± 36	1	0.1150	0.0024	5.2/66	0.0722	0.3332	0.0040	0.88
34*	255	0.90	84	1834 ± 19	1873 ± 37	2	0.1145	0.0024	5.1897	0.0735	0.3291	0.0040	0.86

Примечание. Ошибки приведены 1 σ . Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb*/²³⁵U и ²⁰⁶Pb*/²³⁸U. *D*, % – дискордантность рассчитана по уравнению $D = 100 \times ((^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb age}/^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U age}) - 1).$

ТУРКИНА и др.

	20(7)			222774	Возраст,	, млн лет		207.51		207.51		20(54.1		
Точка	²⁰⁶ Pb, ppm	U, ppm	Th, ppm	$\frac{\frac{232}{238}}{U}$	$\frac{\frac{206}{Pb}}{\frac{238}{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	D, %	$\frac{207 \text{Pb}^*}{206 \text{Pb}^*}$	2σ	$\frac{\frac{207}{Pb^*}}{\frac{235}{U}}$	2σ	$\frac{\frac{206}{238}}{100}$	2σ	Rho
					Гнейсогра	нит, обр. NI	K-M-2	(глубина	2501,28	м)				
3	78	599	86	0.142	1391 ± 106	1900 ± 116	37	0.1188	6.475	3.3728	10.921	0.2060	8.795	0.81
5	73	886	88	0.091	1425 ± 65	1903 ± 89	34	0.1189	4.979	3.6214	7.111	0.2210	5.077	0.71
26	46	951	56	0.058	1429 ± 65	1927 ± 82	35	0.1201	4.606	3.6414	6.871	0.2200	5.099	0.74
31	174	712	221	0.304	1513 ± 99	1877 ± 70	24	0.1163	3.913	4.1513	7.707	0.2590	6.639	0.86
33	41	518	44	0.083	1407 ± 60	1939 ± 55	38	0.1194	3.097	3.5544	5.659	0.2160	4.736	0.84
40	95	832	166	0.194	1420 ± 40	1892 ± 43	33	0.1160	2.376	3.4899	3.973	0.2183	3.184	0.80
46	33	1239	65	0.052	1330 ± 88	1842 ± 100	38	0.1151	5.564	3.2677	9.218	0.2060	7.350	0.80
50	111	568	268	0.444	1422 ± 95	1860 ± 104	31	0.1162	5.767	3.7474	9.001	0.2340	6.910	0.77
53	56	254	62	0.244	1398 ± 49	1908 ± 67	36	0.1192	3.743	3.5501	5.391	0.2161	3.879	0.72
56	63	1970	106	0.054	1285 ± 40	1809 ± 35	41	0.1111	1.904	2.8127	4.141	0.1837	3.677	0.89
60	59	690	73	0.100	1485 ± 82	1910 ± 64	29	0.1173	3.554	3.9122	6.863	0.2420	5.871	0.86
61	55	791	77	0.094	1373 ± 49	1866 ± 38	36	0.1141	2.095	3.4139	4.394	0.2171	3.863	0.88
63	102	614	106	0.160	1422 ± 65	1935 ± 60	36	0.1189	3.349	3.7197	5.975	0.2270	4.948	0.83
64	63	778	89	0.106	1390 ± 49	1886 ± 45	36	0.1164	2.526	3.3544	4.771	0.2091	4.047	0.85
70	74	873	92	0.108	1607 ± 86	1968 ± 65	22	0.1203	3.632	4.7252	6.472	0.2850	5.357	0.83
72	55	625	68	0.097	1617 ± 64	1944 ± 45	20	0.1196	2.546	4.6977	4.731	0.2850	3.987	0.84
73	63	700	68	0.095	1590 ± 145	2010 ± 104	26	0.1263	5.866	4.8042	10.838	0.2760	9.113	0.84
83	51	1760	89	0.050	1250 ± 152	1840 ± 108	47	0.1141	5.957	3.0664	14.638	0.1950	13.371	0.91
87	109	270	116	0.426	1512 ± 58	2014 ± 45	33	0.1248	2.530	4.1314	4.904	0.2402	4.201	0.86
90	100	338	101	0.286	1554 ± 52	2014 ± 44	30	0.1247	2.458	4.3412	4.317	0.2526	3.548	0.82
92	71	459	115	0.223	1840 ± 117	2071 ± 88	13	0.1302	5.016	5.9574	8.135	0.3320	6.404	0.79
94	61	513	68	0.132	1882 ± 49	2004 ± 47	6	0.1238	2.621	5.7891	3.703	0.3393	2.615	0.71
95	95	240	86	0.355	1937 ± 79	1948 ± 73	1	0.1204	4.110	5.8408	5.806	0.3520	4.101	0.71
96	187	798	210	0.263	1327 ± 65	1862 ± 59	40	0.1150	3.286	3.2174	6.416	0.2030	5.510	0.86
98	174	442	165	0.385	1718 ± 70	1908 ± 63	11	0.1169	3.483	4.9299	5.339	0.3060	4.047	0.76
102	48	771	48	0.062	1679 ± 108	1948 ± 85	16	0.1201	4.769	4.9490	8.008	0.2990	6.433	0.80
104	67	625	103	0.169	1414 ± 50	1866 ± 52	32	0.1150	2.875	3.5914	4.797	0.2266	3.839	0.80
112	274	923	359	0.391	1525 ± 47	1897 ± 42	24	0.1171	2.358	4.0798	4.010	0.2528	3.243	0.81
113	296	457	255	0.541	1901 ± 112	1984 ± 70	4	0.1226	3.962	5.8293	7.092	0.3450	5.883	0.83
118	94	402	105	0.258	1542 ± 81	1940 ± 61	26	0.1199	3.403	4.1641	6.591	0.2520	5.645	0.86
121	148	541	227	0.417	1431 ± 44	1837 ± 47	28	0.1131	2.588	3.5788	4.187	0.2296	3.291	0.79
123	27	688	73	0.093	1425 ± 52	1889 ± 46	33	0.1161	2.531	3.5954	4.696	0.2247	3.956	0.84
124	78	350	85	0.238	1669 ± 64	1928 ± 54	16	0.1188	3.032	4.8463	4.899	0.2960	3.848	0.79
					Гнейсогра	нит, обр. NI	K-M-3	(глубина	2512,00	м)				
1	115	489	193	0.366	1446 ± 82	1873 ± 59	30	0.1160	3.261	3.7409	6.887	0.2340	6.066	0.88
13	73	718	74	0.103	1670 ± 75	1994 ± 79	19	0.1240	4.468	5.0585	6.345	0.2960	4.504	0.71
15	48	902	91	0.079	1267 ± 40	1815 ± 37	43	0.1116	2.052	3.0023	4.037	0.1952	3.477	0.86
20	75	731	83	0.112	1424 ± 44	1911 ± 46	34	0.1177	2.581	3.6417	4.236	0.2245	3.359	0.79
25	149	883	180	0.207	1321 ± 36	1833 ± 37	39	0.1128	2.036	3.0905	3.695	0.1988	3.084	0.83
46	34	1358	45	0.033	1375 ± 57	1868 ± 69	36	0.1155	3.855	3.3667	6.003	0.2115	4.602	0.77
51	55	416	53	0.123	1936 ± 55	1984 ± 38	2	0.1220	2.134	5.8983	3.569	0.3508	2.860	0.80
52	69	345	56	0.158	1948 ± 43	2026 ± 38	4	0.1254	2.159	6.1041	3.079	0.3532	2.195	0.71
56	68	488	67	0.141	1850 ± 46	2000 ± 33	8	0.1236	1.834	5.6537	3.099	0.3319	2.499	0.81

Таблица 3. U-Pb изотопные данные и возраст циркона для гнейсогранитов фундамента Непско-Ботуобинской антеклизы

Таблица 3. Окончание

	206 DL	T	Th	23271	Возраст,	млн лет		207 D1- *		207 D1- *		206 DL *		
Точка	ppm	D, ppm	ppm	$\frac{232 \text{ I h}}{238 \text{ U}}$	$\frac{\frac{206}{Pb}}{\frac{238}{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	D, %	$\frac{200}{206}$ Pb*	2σ	$\frac{207 \text{Pb}^{*}}{235 \text{U}}$	2σ	$\frac{200 \text{Pb}^{4}}{238} \text{U}$	2σ	Rho
					Гнейсогра	нит, обр. NI	K-M-3	(глубина	2512,00	м)				
58	62	542	79	0.142	1543 ± 32	1954 ± 35	27	0.1205	1.938	4.1717	2.952	0.2512	2.228	0.75
64	76	772	110	0.142	1563 ± 42	1935 ± 43	24	0.1192	2.400	4.5127	3.590	0.2747	2.670	0.74
67	116	1194	171	0.132	1285 ± 56	1882 ± 44	46	0.1158	2.458	3.0817	5.544	0.1931	4.970	0.90
69	151	464	171	0.352	1539 ± 51	2032 ± 43	32	0.1259	2.438	4.3465	4.297	0.2505	3.537	0.82
75	37	764	46	0.060	1445 ± 43	1930 ± 42	34	0.1188	2.330	3.8050	3.937	0.2324	3.174	0.81
82	90	703	189	0.255	1722 ± 47	1997 ± 36	16	0.1234	2.044	5.2160	3.413	0.3067	2.733	0.80
83	68	819	99	0.113	1487 ± 39	1965 ± 36	32	0.1208	2.006	3.9723	3.463	0.2386	2.823	0.82
84	88	676	436	0.633	1628 ± 64	1998 ± 45	23	0.1235	2.552	4.7998	4.768	0.2820	4.027	0.84
87	129	286	133	0.455	1672 ± 40	2019 ± 37	21	0.1251	2.093	5.0085	3.199	0.2905	2.419	0.76
89	117	713	230	0.231	1515 ± 59	1944 ± 65	28	0.1201	3.637	4.0718	5.546	0.2460	4.186	0.75
90	15	82	20	0.231	1373 ± 100	1780 ± 129	30	0.1118	7.137	3.0970	11.111	0.2010	8.517	0.77
99	277	622	305	0.485	1585 ± 70	1958 ± 53	24	0.1206	2.991	4.4710	5.463	0.2690	4.572	0.84
101	212	789	363	0.444	1537 ± 49	1953 ± 39	27	0.1202	2.159	4.2060	3.980	0.2539	3.343	0.84
103	74	810	130	0.138	1407 ± 48	1863 ± 48	32	0.1144	2.644	3.4008	4.663	0.2157	3.841	0.82
105	96	1148	220	0.189	1570 ± 115	1994 ± 74	27	0.1234	4.173	4.5408	8.633	0.2670	7.557	0.88
109	45	549	60	0.109	1546 ± 41	1996 ± 39	29	0.1229	2.194	4.2666	3.590	0.2519	2.842	0.79
110	77	1006	102	0.099	1403 ± 36	1855 ± 38	32	0.1139	2.097	3.3734	3.561	0.2149	2.878	0.81
117	44	713	61	0.084	1409 ± 51	1925 ± 43	37	0.1180	2.420	3.4851	4.714	0.2143	4.045	0.86
121	272	326	258	0.811	1944 ± 49	1984 ± 37	2	0.1225	2.056	5.9512	3.241	0.3525	2.506	0.77
122	136	797	165	0.206	1620 ± 40	1966 ± 50	21	0.1215	2.817	4.4558	3.837	0.2661	2.605	0.68
124	134	616	149	0.245	1450 ± 47	1928 ± 53	33	0.1189	2.950	3.8246	4.537	0.2334	3.447	0.76
130	217	523	263	0.498	1731 ± 102	1974 ± 88	14	0.1224	4.923	5.2125	7.692	0.3090	5.910	0.77
134	91	260	103	0.402	1677 ± 58	1961 ± 45	17	0.1212	2.517	4.9760	4.261	0.2979	3.438	0.81
136	60	616	91	0.142	1567 ± 92	1903 ± 79	21	0.1167	4.400	4.4390	7.346	0.2760	5.883	0.80
137	151	524	297	0.546	1345 ± 55	1863 ± 61	39	0.1149	3.372	3.3507	5.592	0.2116	4.461	0.80
144	71	1009	88	0.086	1419 ± 47	1894 ± 60	33	0.1170	3.317	3.6716	4.841	0.2277	3.526	0.73
147	134	350	146	0.402	1971 ± 69	2012 ± 58	2	0.1258	3.257	6.1895	4.786	0.3570	3.507	0.73
149	71	1062	148	0.112	1499 ± 50	1883 ± 43	26	0.1156	2.383	3.8539	4.295	0.2419	3.574	0.83

Примечание. Ошибки приведены 2 σ . Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений ²⁰⁷Pb*/²³⁵U и ²⁰⁶Pb*/²³⁸U. *D*, % – дискордантность рассчитана по уравнению $D = 100 \times ((^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb age}/^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U age}) - 1).$

в CL-изображении имеют слабо зональную центральную часть, окруженную темной незональной каймой (рис. 5д). Были проанализированы центральные части 37 зерен циркона с содержаниями U 82–1358 ррт и Th 20–436 ррт (табл. 3). Большинство из них имеют типичное для магматического циркона значение Th/U 0.1–0.81, для пяти зерен, обогащенных ураном, Th/U составляет <0.1. На диаграмме с конкордией 33 точки циркона образуют дискордию с верхним пересечением 2017 ± 19 млн лет (СКВО = 1.3) (рис. 7г). Четыре зерна циркона имеют 207 Pb/ 206 Pb возраст 1780–1855 млн лет, что, учитывая их высокую D = 30-43%, отражает частичную потерю радиогенного Pb.

В биотитовом граните (обр. Сн-1) циркон представлен дипирамидально призматическими кристаллами полупрозрачными до прозрачных, коричнево-серого цвета. Для большинства крупных цирконов установлено высокое содержание нерадиогенного Pb, что, по-видимому, связано с развитием в этих породах галенита. Для определения возраста использовано 21 зерно полупрозрачного циркона размером 100–200 мкм с $K_{yдл} = 1.5-2$. Содержание U в цирконах составляет 132–1638 ppm, Th/U = 0.3–1.4 (табл. 2). Многие зерна циркона темные в CL-изображении, вследствие высокого содержания U, другие характеризуются наличием светлых ядер (CL) со слабой выраженной осцилляторной зональностью и темных оболочек (рис. 5в).



Рис. 5. Катодолюминисцентное изображение цирконов из гнейсов и гранитоидов. (а) – гнейс (обр. Ял-4), (б) – гнейсогранит (обр. Дн-532), (в) – гранит (обр. Сн-1), (г) – гнейсогранит (обр. NK-M-2), (д) – гнейсогранит (обр. NK-M-3). Цифрами указаны номера точек, также указан ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст циркона (млн лет).



Рис. 6. Диаграммы с конкордией и диаграммы средневзвешенного ²⁰⁷ Pb/²⁰⁶ Pb возраста для циркона из гнейсов и гранитов. (а, б) – скв. Ялтыкская-4, (в, г) – скв. Средненепская-1.

Светлые 14 зерен циркона (CL) с субконкордантными возрастами (D ≤ 2%) дают средневзвешенный ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст – 1881 ± 23 млн лет (СКВО = = 0.3) (рис. 6в, 6г). Два наиболее древних значения возраста ~2.1 и 2.3 млрд лет (D = 31-51%) отвечают незональным ядрам, окруженным темными в CL оболочками (табл. 2, точки 1 и 20). Пять зерен с широкими темными в CL каймами, имеющие ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраст 1917–1955 млн лет, также, вероятно, представляют собой унаследованные ядра. В пользу такой интерпретации свидетельствует наличие широких темных в CL оболочек и снижение возраста (1917 млн лет) в их краевой части. Возраст двух зерен циркона 1752 и 1775 млн лет с высоким содержанием U 1390–1638 ppm, вероятно, связан с частичной потерей радиогенного Pb (рис. 6в).

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 № 4 2024

Геохимия главных и редких элементов и изотопный Nd состав гнейсов и гранитоидов

Гнейсы и гранитоиды из всех скважин имеют сходный диапазон SiO₂ 67–74 мас. % и по содержанию главных элементов отвечают преимущественно гранитам и лейкогранитам (табл. 1, рис. 8). Наибольшей вариабельностью содержания SiO₂ и других петрогенных элементов выделяются гнейсограниты из скв. Дн-532, что связано с их крупнозернистостью и неоднородностью текстуры. Большинство пород принадлежат нормальному ряду щелочности ((Na₂O + K₂O) = 5.5–8.4 мас. %), тогда как граниты из скв. Сн-1 являются преимущественно субщелочными ((Na₂O + K₂O) = 6.7–10 мас. %). Все породы являются слабо пералюминиевыми с возрастанием ASI (1.0–1.1) от гнейсов



Рис. 7. Диаграммы с конкордией для циркона из гнейсогранитов скв. Даниловская-532. (а, б) – обр. Дн-532, (в) – обр. NK-M-2, (г) – обр. NK-M-3.

(скв. Ял-4) к гнейсогранитам (скв. Дн-532) и гранитам (скв. Сн-1) (ASI = 1.0–1.3). Биотит-амфиболовые гнейсы из скв. Ял-4 являются низкокалиевыми гранитами ($K_2O = 1.8 - 2.5$ мас. %) и относятся к магнезиальным по (Frost et al., 2001). Все остальные породы являются преимущественно калиевыми гранитами, гнейсограниты (скв. Дн-532) на диаграмме FeO*/(FeO*+MgO)-SiO₂ располагаются вдоль границы магнезиальных и железистых гранитоидов, а граниты из скв. Сн-1 смещены в область железистых разностей (рис. 8а). По соотношению щелочей и CaO (MALI = Na_2O + + К₂О – СаО) среди изученных пород выделяется ряд от кальциевых гнейсов к щелочно-известковым гнейсогранитам и известково-щелочным гранитам (рис. 8б). Различие в содержании шелочей, прежде всего K_2O , сопровождается ростом концентраций Ва и снижением Sr от гнейсов к гнейсогранитам,

биотитовые граниты имеют максимальные содержания Ва и Rb при концентрации Sr, близкой к таковой в гнейсогранитах (рис. 8г).

Породы из трех изученных скважин отчетливо различаются по концентрациям несовместимых редких элементов: Th, LREE, Nb, Y возрастающих от гнейсов к гнейсогранитам и гранитам (рис. 8в). Если в гнейсах (скв. Ял-4) и гнейсогранитах (скв. Дн-532) их содержание близко к среднему для І-и S-гранитов, то в гранитах (скв. Сн-1) наблюдается резкое обогащение Th, LREE и Nb, близкое к типичным для A-гранитов (Whalen et al., 1987). Различия между тремя типами гранитоидов отчетливо проявлены и по характеру спектров REE (рис. 9). Гнейсы из скв. Ял-4 демонстрируют фракционированные спектры REE ((La/Yb)_n = 15–42) со слабой Eu-anomanueй (Eu/Eu* = 0.68-0.84).



Рис. 8. Вариационные диаграммы петрогенных и редких элементов для раннедокембрийских гнейсов и гранитоидов фундамента (НБА). 1 – биотит-амфиболовые гнейсы (скв. Ял-4), 2 – биотитовые гнейсограниты (скв. Дн-532), 3 – биотитовые граниты (скв. Сн-1). Поля гранитоидов: 1 – известковистых, 2 – щелочно-известковистых, 3 – известково-щелочных, 4 – щелочных; Fe – железистых и Mg – магнезиальных по (Frost et al., 2001).

Гнейсограниты (скв. Дн-532) имеют более низкие значения $(La/Yb)_n = 11-23$, но сильнее проявленный Еu-минимум (Eu/Eu* = 0.35-0.83). Варьирующие содержания тяжелых REE и $(Gd/Yb)_n =$ = 1.6-4.2 в гнейсогранитах из скв. Дн-532 связаны с неоднородностью распределения в этих породах граната, главного носителя тяжелых лантаноидов. Повышенное значение $(La/Yb)_n = 31-38$ для биотитовых гранитов из скв. Сн-1 обусловлено сильным обогащением легкими REE (La/Sm)_n = 6.6-7.4 в сравнении с двумя другими группами пород. Все изученные гранитоиды имеют сходные мультиэлементные спектры с отрицательными аномалиями Ba, Nb, Sr, Ti (рис. 9), эти аномалии наиболее резко проявлены для биотитовых гранитов (скв. Сн-1), что определяет их сходство с А-гранитами (Whalen et al., 1987).

Изотопный состав Nd определен для гнейсов и гранитоидов из трех скважин (табл. 4, рис. 10). Все эти породы имеют низкое значение 147 Sm/ 144 Nd и резко различаются по величине $\epsilon_{Nd}(T)$ и модельному возрасту. Биотит-амфиболовые гнейсы из

скв. Ял-4 имеют $\varepsilon_{Nd}(T) = +2.2$ и $T_{Nd}(DM) = 2.9$ млрд лет, близкий ко времени их образования. Гнейсогранит из скв. Дн-532 характеризуется $\varepsilon_{Nd}(T) = +0.5$ и $T_{Nd}(DM) = 2.4$ млрд лет, а биотитовый гранит из скв. Сн-1 – $\varepsilon_{Nd}(T) = -4.9$ и $T_{Nd}(DM) = 2.5$ млрд лет. Эти изотопные параметры свидетельствует о различных коровых источниках.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Источники и происхождение гнейсов и гранитоидов фундамента Непско-Ботуобинской антеклизы

Биотит-амфиболовые гнейсы из скв. Ял-4 по содержанию главных элементов соответствуют известковистым магнезиальным гранитам І-типа. На диаграмме (Laurent et al., 2014), основанной на синтезе данных по составу экспериментально полученных расплавов из различных источников, точки гнейсов располагаются в поле кислых расплавов из базитового источника (рис. 11). По характеру редкоземельных и мультиэлементных спектров они близки типичным архейским породам тоналит-трондьемит-гранодиоритовой серии (ТТГ) (Martin, 1994), отличаясь лишь слабым Еи-минимумом, что может быть связано с фракционированием плагиоклаза при дифференциации исходного расплава (рис. 9). Обеднение тяжелыми REE и высокое значение (La/Yb), предполагают, согласно экспериментальным данным (Rapp, Watson, 1995), плавление базитового источника с отделением гранатсодержащего рестита при ≥10-15 кбар. Модельный возраст гнейсов T_{Nd}(DM) = = 2.9 млрд лет близок ко времени их образования, т.е. гнейсы представляют ювенильную мезоархейскую кору фундамента и маркируют один из этапов роста коры Сибирского кратона.

Слабо пералюминиевые щелочно-известковые гнейсограниты из скв. Дн-532 содержат единичные зерна граната, что определяет их сходство с гранитами S-типа. Расположение их фигуративных точек на диаграмме (рис. 11) и повышенные значения Rb/Ba = 9 и Rb/Sr = 2.8 свидетельствуют в пользу образования расплава из осадочного источника. Гранат мог образоваться при метаморфизме или при инконгруентном плавлении биотита и, вероятно, был захвачен расплавом. Согласно экспериментальным данным по плавлению пелитовых

и граувакковых источников (Vielzeuf, Montel, 1994; Patiño Douce, Harris, 1998), область устойчивости граната ограничена $P \ge 5-6$ кбар, что определяет вероятную глубину генерации гранитного расплава. По изотопным данным ($T_{Nd}(DM) = 2.4$ млрд лет и $\varepsilon_{Nd}(T) = +0.5$) источником для гнейсогранитов служили терригенные породы, образовавшиеся при эрозии преимущественно палеопротерозойской коры.

В отличие от гнейсов и гнейсогранитов биотитовые граниты из скв. Сн-1 это преимущественно известково-щелочные и железистые гранитоиды, обогащенные легкими REE, Th, Nb, т.е. сопоставимые с гранитами А-типа. Следует отметить, что в целом в составе Южно-Сибирского пояса среди постколлизионных гранитоидов с возрастом 1.88-1.84 млрд лет доминируют граниты А-типа (Туркина, Капитонов, 2019; Donskaya, Gladkochub, 2021). Формирование гранитов А-типа рассматривается в рамках плавления коровых кварц-полевошпатовых субстратов или плавления/дифференциации мафических источников (Frost, Frost, 2011). Исследованные граниты не имеют повышенных концентраций Ва и Sr, типичных для гранитов А-типа монцонитового ряда, а высокие концентрации легких REE и Th, скорее, свидетельствуют в пользу плавления кварц-полевошпатового источника. Изотопный состав гранитов не отвечает линии эволюции мезоархейской коры (рис. 10), представленной гнейсами, изотопные параметры гранитов $(\epsilon_{Nd}(T) = -5.1 \text{ и } T_{Nd}(DM) = 2.5 \text{ млрд лет})$ предполагают их образование за счет плавления либо неоархейской коры, либо более древнего корового источника при участии ювенильного палеопротерозойского материала.

Возрастные рубежи формирования гнейсов и гранитоидов зоны сочленения Тунгусского супертеррейна и Маганского террейна

Результаты U-Pb датирования позволяют выделить в фундаменте Непско-Ботуобинской антеклизы три этапа гранитоидного магматизма: ~2.8, 2.0 и 1.88 млрд лет. К первому этапу относится формирование магматического протолита гнейсов из скв. Ял-4. Как показано выше, цирконы из гнейсов дают ассиметричный пик на кривой вероятности распределения возраста и испытали частичную

№ п/п	Номер образца	Т, млн лет	Sm, г/т	Nd, r/t	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	$\epsilon_{\rm Nd}(T)$	T _{Nd} (DM), млн лет
1	Ял-4	2800	2.9	19.0	0.0938	0.510862 ± 8	2.2	2894
2	Дн-532	2000	8.7	45.0	0.1171	0.511617 ± 5	0.5	2411
3	Сн-1	1880	12.2	87.6	0.0845	0.510995 ± 18	-4.9	2532

Таблица 4. Sm-Nd изотопные данные для раннедокембрийских гнейсов и гранитоидов фундамента НБА



Рис. 9. Редкоземельные и мультиэлементные спектры для раннедокембрийских гнейсов и гранитоидов фундамента (НБА). (а, б) – биотит-амфиболовые гнейсы (скв. Ял-4), (в, г) – биотитовые гнейсограниты (скв. Дн-532), (д, е) – биотитовые граниты (скв. Сн-1). ТТГ – средний состав архейских ТТГ-ассоциаций по (Martin, 1994).



Рис. 10. Диаграмма $\varepsilon_{Nd}(T)$ -возраст для раннедокембрийских гнейсов и гранитоидов фундамента (НБА). 1 – гнейс (скв. Ял-4), 2 – гнейсогранит (скв. Дн-532), 3 – гранит (скв. Сн-1).



Рис. 11. Диаграмма Al₂O₃/(FeO*+MgO)-3CaO-5K₂O/Na₂O для раннедокембрийских гнейсов и гранитоидов фундамента (НБА). 1 – гнейсы (скв. Ял-4), 2 – гнейсограниты (скв. Дн-532), 3 – граниты (скв. Сн-1). Поля источников (Laurent et al., 2014): I – низко- и II – высококалиевых мафических, III – тоналитовых, IV – метаосадочных.

потерю Pb на рубеже ~2.53 млрд лет, следовательно наиболее корректной оценкой времени формирования протолита гнейсов служит возраст 12 исследованных наиболее древних кристаллов – 2801 \pm 18 млн лет. Расположение точек циркона вдоль конкордии обусловлено малым (~260 млн лет) интервалом между временем кристаллизации циркона и термальным событием, с которым связано нарушение изотопной системы. Второй этап (~2.0 млрд лет) представлен образованием гнейсогранитов из скв. Дн-532 с возрастами 2007 \pm 4, 2017 \pm 19 и 1977 \pm 27 млн лет, которые перекрываются в пределах ошибки. С третьим этапом связано образование биотитовых гранитов из скв. Сн-1, имеющих возраст 1884 \pm 23 млн лет.

Полученные данные позволяют провести сопоставление выделенных этапов магматизма в фундаменте юго-запада Непско-Ботуобинской антеклизы с магматическими и метаморфическими событиями в Тунгусском супертеррейне и Маганском террейне Анабарского супертеррейна и ограничивающего их с юга Акитканского складчатого пояса (табл. 5). Формирование биотитовых гранитов 1.88 млрд лет назад отвечает главному этапу (1.88-1.84 млрд лет) постколлизионного гранитоидного и базитового магматизма в пределах Южно-Сибирского магматического пояса (ЮСП) (Donskaya, Gladkochub, 2021; Туркина, Изох, 2024). Гранитоиды этого этапа наиболее широко представлены в западной части ЮСП в обнаженных структурах Тунгусского супертеррейна (Шарыжалгайский выступ) (Туркина, Капитонов, 2019), но встречаются также и в Байкальском выступе, который относится к структуре Акитканского складчатого пояса (Donskaya, 2020).

Реперное значение имеют гнейсограниты с возрастом ~2.0 млрд лет, поскольку этот этап гранитоидного магматизма ограниченно проявлен в Сибирском кратоне. Гранитоиды с возрастом ~2.02 млрд лет представлены в Голоустенском и Чуйском блоках Акитканского складчатого пояса, по геохимическим характеристикам они принадлежат преимущественно к I- и реже А-типу (Донская и др., 2013, 2016). Гранодиориты І-типа этого рубежа (~2.0 млрд лет) установлены также в керне скв. Могдинская-6 (рис. 1) в пределах Маганского террейна (Попов и др., 2015). Гнейсограниты фундамента Непско-Ботуобинской антеклизы с породами Чуйского блока сближает не только близость по времени формирования, но и сходство их изотопного Nd состава, все они характеризуются положительными значениями $\epsilon_{Nd}(T)$ (+3.5 ... +1.3), что свидетельствует о ювенильной изотопной природе их источников. Для гранитов Чуйского блока предполагаются метамагматические базитовые и кварц-полевошпатовые источники (Донская и др., 2013). Изученные нами гнейсограниты образовались из метаосадочного источника, и их наиболее низкое значение $\varepsilon_{Nd}(T) = +0.5$ позволяет предполагать наряду с палеопротерозойской корой вклад и более древнего, архейского

Супертеррейн/ пояс	Террейн/блок	Комплекс/ массив	Порода	Возраст, млн лет	Минерал, метод	Литературный источник
Тунгусский	Непско- Ботуобинский		Гранит, А-тип	1884 ± 23	Циркон, LA-ICP-MS	Настоящая работа
			Гнейсогранит, S-тип	$\begin{array}{c} 2011 \pm 18 \\ 1977 \pm 27 \\ 2017 \pm 19 \end{array}$	Циркон, LA-ICP-MS	Настоящая работа
			Плагиогнейс	2780 ± 12	Циркон, LA-ICP-MS	Настоящая работа
Анабарский	Маганский		Гранодиорит, І-тип	2002 ± 16	Циркон, LA-ICP-MS	Попов и др., 2015
Акитканский	Голоустенский	Еловский массив	Гранит, І-тип	2018 ± 18	Циркон, SHRIMP	Poller et al., 2005
		Мигматит- гнейсовая толща	Гранитогнейс	1985 ± 15	Циркон, SHRIMP	Донская и др., 2016
	Чуйский	Чуйский комплекс	Гранит, І-тип	2020 ± 12	Циркон, TIMS	Неймарк и др., 1998
		Кутимский комплекс	Гранит, А-тип	2018 ± 16	Циркон, SHRIMP	Донская и др., 2013
Акитканский	Сарминский		Плагиогранит	2884 ± 12	Циркон, SHRIMP	Donskaya et al., 2009
Тунгусский	Шарыжал- гайский/ Иркутный		Гнейс мигма- тизирован- ный	$2\overline{858 \pm 24}$ 1876 ± 9	Циркон, LA-ICP-MS	Донская и др., 2019б

Таблица 5. Возраст раннедокембрийских гранитоидных комплексов фундамента Сибирского кратона, зоны сочленения Тунгусского супертеррейна и Маганского террейна и Акитканского складчатого пояса

материала в питающей провинции. Более очевиден вклад архейской коры в образование одновозрастных (2.02 млрд лет) гранитов в Голоустенском блоке, поскольку они имеют $\varepsilon_{Nd}(T) = -0.9 \dots -1.8$ и $T_{Nd}(DM) = 2.4-2.5$ млрд лет (Донская и др., 2016).

Магматические протолиты биотит-амфиболовых гнейсов (~2.8 млрд лет) не имеют возрастных аналогов среди пород ТТГ-комплексов Шарыжалгайского выступа, которые формировались в палеоархее (3.40–3.25 млрд лет) (Бибикова и др., 2006; Туркина и др., 2009). Наиболее близки к изученным гнейсам по возрасту плагиограниты (2.88 млрд лет) Сарминского блока Акитканского складчатого пояса (Donskaya et al., 2009), а также биотитовые гнейсы района Листвянки на юго-восточном окончании Тунгусского супертеррейна (Донская и др., 2019). Таким образом, имеющиеся данные показывают, что на юге Тунгусского супертеррейна было проявлено несколько рубежей архейского ТТГ магматизма и формирования континентальной коры.

Наряду с выявленными этапами гранитоидного магматизма, следует отметить проявление тектоно-термального события ~2.53 млрд лет, с которым связано нарушение изотопной системы циркона из гнейсов в скв. Ял-4. На этом рубеже (2.55– 2.53 млрд лет) высокотемпературный метаморфизм

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 № 4 2024

и гранитоидный магматизм широко были проявлены в Иркутном и Китойском блоках Шарыжалгайского выступа (Гладкочуб и др., 2005; Туркина, Сухоруков, 2022). Одновозрастные гранитоиды (~2.56 млрд лет) установлены в фундаменте Байкитской антеклизы на западе, а также в скв. Кулиндинская-1 (рис. 1) в восточной части Тунгусского супертеррейна (Самсонов и др., 2021, 2022). Все эти гранитоиды конца архея рассматриваются как постколлизионные, фиксирующие сочленение архейских блоков и кратонизацию коры Тунгусского супертеррейна.

Структура и этапы формирования коры зоны сочленения Тунгусского супертеррейна и Маганского террейна

Как отмечалось выше, исследованная область фундамента на большинстве схем (Rosen et al., 1994; Gladkochub et al., 2006; Donskaya, 2020) охватывает область сочленения Тунгусского супертеррейна и Маганского террейна, которая может представлять собой либо относительно узкую шовную зону, либо коллизионный пояс, образованный при столкновении двух раннедокембрийских блоков (например, Восточно-Тунгусский складчатый

пояс. 2.1–1.9 млрд лет) (Глебовицкий и др., 2008). либо аккреционный ороген, маркирующий конвергентую границу и сложенный преимущественно палеопротерозойскими поролными ассонианиями (Priyatkina et al., 2020). Расположенная на крайнем юго-западе Непско-Ботуобинской антеклизы скв. Ял-4 вскрывает мезоархейские гнейсы, отвечающие по составу типичным для архея ТТГ-комплексам, и, наиболее вероятно, фиксирует распространение архейского фундамента Тунгусского супертеррейна. Далее к северу аналогичная граница маркируется неоархейскими (2.53 млрд лет) гранитами в скв. Кулиндинская-1 (рис. 1), субсинхронными с гранитами Юрубченского массива на западе Тунгусского супертеррейна (Самсонов и др., 2021, 2022). Коллизионные процессы и гранитоидный магматизма конца неоархея (~2.55 млрд лет) характерны для обнаженного фундамента в Шарыжалгайском выступе (Гладкочуб и др., 2005; Туркина, Сухоруков, 2022). Кроме того, неоархейские (2.60-2.45 млрд лет) детритовые цирконы образуют один из главных максимумов в осадочных отложениях чехла западной части Сибирского кратона (Priyatkina et al., 2020). Таким образом, неоархейские тектоно-магматические процессы являются реперными для Тунгусского супертеррейна в целом. Поскольку данное термальное событие находит отражение в изотопном составе и возрасте краевых зон циркона из гнейсов скв. Ялтыкская-4, это служит веским доказательством принадлежности последних к фундаменту Тунгусского супертеррейна. Обоснованием положения границы Тунгусского супертеррейна в центральной части Сибирского кратона является резкая смена неоархейских гранитов и биотитовых гнейсов с модельным Nd возрастом 2.8-2.9 млрд лет из скв. Кулиндинская-1 гранитогнейсами с $T_{Nd}(DM) = 2.3 - 2.4$ млрд лет из скв. Ереминская-101, расположенной в 20 км к северо-востоку (Ковач и др., 2000). На юго-западе Непско-Ботуобинской антеклизы распространение палеопротерозойской ювенильной коры маркируют гнейсограниты с возрастом ~2.0 млрд лет и $T_{Nd}(DM) = 2.4$ млрд лет в скв. Даниловская-532, расположенной примерно в 200 км к северо-востоку от скв. Ялтыкская-4 (рис. 2). Скв. Сн-1 (в 80 км к западу от скв. Дн-532) вскрывает типичные для поздних коллизионных орогенов Сибирского кратона граниты с возрастом 1.88 млрд лет. Поскольку эти граниты имеют промежуточное значение модельного возраста (T_{Nd}(DM) = 2.5 млрд лет) между гнейсами и гнейсогранитами, можно предполагать их образование из смешанного архей-палеопротерозойского корового источника. Таким образом, положение скв. Средненепская-1 фиксирует переход от архейского фундамента Тунгусского супертеррейна к блоку или зоне с палеопротерозойской корой. Эта область палеопротерозойской коры может представлять собой как Маганский террейн,

так и аккреционный ороген, сформированный в результате предшествующих палеопротерозойских субдукционных процессов.

Возможная интерпретация критически зависит от информации о строении, составе и возрасте пород Маганского террейна Анабарского супертеррейна. В его обнаженной части в пределах Анабарского щита метаграувакки и метавулканиты характеризуются модельным Nd возрастом 2.8-3.1 млрд лет (Розен и др., 2000), что предполагает архейский возраст коры. В центральной части Маганского террейна плагиогранитоиды фундамента, вскрытые в трех глубоких скважинах Мегеляхской-2441, Сюльдюкарской-1001 и Среднеботуобинской-1 (см. рис. 1), имеют возраст от 3.16 до 2.71 млрд лет (Ларичев и др., 2022), что однозначно свидетельствует о доминировании архейской коры. В фундаменте южной и центральной части Непско-Ботуобинского поднятия представлены как парагнейсы с Т_{Nd}(DM) = 2.3–2.5 млрд лет, так и палеопротерозойские (2.0-1.8 млрд лет) гранитоиды, имеющие $T_{Nd}(DM) = 2.6 - 2.7$ млрд лет, что интерпретируется как вовлечение архейских блоков в коллизионные процессы при закрытии палеопротерозойского океанического бассейна (Самсонов и др., 2023). На этом основании предполагается, что в южной части Сибирского кратона Таймыро-Байкальский ороген представляет обширную область, близкую к контуру Маганского террейна (Самсонов и др., 2023). Сходная интерпретация Маганского террейна как палеопротерозойского орогенного пояса, разделяющего архейские Тунгусский и Алдано-Анабарский террейны, предполагается и в модели Н. Прияткиной с соавторами (Priyatkina et al., 2020). В отличие от северной части Маганского террейна, образованного архейскими комплексами. в рамках такой интерпретации только его южная часть может рассматриваться как акреционный ороген, включающий как блоки архейской коры, так и океанические/островодужные комплексы новообразованной палеопротерозойской коры. Такая тектоническая структура в южной части Маганского террейна оказывается сходна со строением граничащего с ним Акитканского складчатого пояса, который включает как блоки архейской коры (Donskaya et al., 2009) и сформированные при ее участии палеопротерозойские (1.85–1.88 млрд лет) гранитоиды и кислые вулканиты Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса (Донская и др., 2008), так и комплексы ювенильной палеопротерозойской коры. трассируемые гранитоидами (~2.0 млрд лет) Чуйского блока (Донская и др., 2013). Очевидно, что требуется более детальная информация по пространственному распространению и соотношению в вертикальном разрезе областей архейской и палеопротерозойской коры, возрасту, составу и геодинамической природе слагающих ее породных ассоциаций для понимания

как строения Маганского террейна, так и тектонической природы зоны его сочленения с Тунгусским супертеррейном. Полученные в настоящем исследовании данные позволяют фиксировать восточную границу архейской коры в южной части Тунгусского супертеррейна с областью палеопротерозойской ювенильной коры, разделенных переходной зоной, гранитоиды которой имеют промежуточные изотопные характеристики. Возраст этих гранитоидов свидетельствует о финальной амальгамации Тунгусского супертеррейна с блоками восточной части фундамента Сибирского кратона на рубеже 1.88 млрд лет.

выводы

В фундаменте юго-западной части Непско-Ботуобинского поднятия проявлено три этапа гранитоидного магматизма: 2.8, 2.0 и 1.87 млрд лет. На рубеже 2.8 млрд лет формировались магматические ТТГ-протолиты биотит-амфиболовых гнейсов, которые представляют мезоархейскую кору и испытали термальное воздействие в конце неоархея (~2.53 млрд лет), типичное для Тунгусского супертеррейна. Биотитовые гнейсограниты (~2.0 млрд лет), коррелирующие по возрасту с гранитоидами фундамента Маганского террейна и Акитканского складчатого пояса, формировались из метаосадочного источника, образованного при эрозии преимущественно пород палеопротерозойской ювенильной коры. Граниты А-типа с возрастом 1.88 млрд лет отвечают главному рубежу постколлизионного гранитообразования в пределах Южно-Сибирского магматического пояса.

Гнейсы с возрастом 2.8 млрд лет маркируют положение восточной границы архейской коры в южной части Тунгусского супертеррейна с областью палеопротерозойской ювенильной коры, разделенных переходной зоной, гранитоиды которой имеют промежуточные изотопные характеристики. Изотопный состав палеопротерозойских гранитоидов свидетельствуют о том, что пограничная с Тунгусским супертеррейном область – южная часть Маганского террейна включает блоки как архейской, так и палеопротерозойской коры, что определяет ее сходство с Акитканским складчатым поясом и акреционными орогенами. Финальная амальгамация Тунгусского супертеррейна с блоками восточной части фундамента Сибирской платформы отвечает рубежу 1.88 млрд лет.

Благодарности. Авторы благодарят С.Н. Руднева, а также сотрудников ЦКП МИИ (г. Новосибирск) И.В. Николаеву, С.В. Палесского, Д.В. Семенову, А.В. Карпова, Н.Г. Карманову, выполнивших аналитические работы и подготовку циркона для исследования. Также благодарны А.В. Самсонову за внимательное прочтение рукописи и ценные замечания. Источники финансирования. Геохимические и изотопные исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (грант № 23-17-00196). Обобщение данных по раннедокембрийскому гранитоидному магматизму проведено по государственному заданию ИГМ СО РАН (№ 122041400044-2).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аникина Е.В., Малич К.Н., Белоусова Е.А. и др. U-Pb возраст и Hf-Nd-Sr изотопная систематика жильных пород Волковского массива (Средний Урал, Россия) // Геохимия. 2018. № 3. С. 209–221.

Бибикова Е.В., Туркина О.М., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М. Древнейшие плагиогнейсы Онотского блока Шарыжалгайского выступа: изотопная геохронология // Геохимия. 2006. № 3. С. 347–352.

Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др. Возраст и геодинамическая интерпретация гранитоидов китойского комплекса (юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1139–1150.

Глебовицкий В.А., Хильтова В.Я., Козаков И.К. Тектоническое строение Сибирского кратона: интерпретация геолого-геофизических, геохронологических и изотопно-геохимических данных // Геотектоника. 2008. № 1. С. 12–26.

Гришин М.П., Сурков В.С. Карта тектонического районирования фундамента Сибирской платформы, масштаб: 1:5000000. 1979.

https://www.geokniga.org/maps/16746

Гусев Н.И., Руденко В.Е., Бережная Н.Г. и др. Изотопно-геохимические особенности и возраст (SHRIMP II) метаморфических и магматических пород в Котуйкан-Монхолинской зоне Анабарско-го щита // Региональная геология и металлогения. 2013. № 54. С. 49–59.

Донская Т.В., Бибикова Е.В., Гладкочуб Д.П. и др. Петрогенезис и возраст вулканитов кислого состава Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, Сибирский кратон // Петрология. 2008. Т. 16. № 5. С. 452-479.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др. Палеопротерозойские гранитоиды чуйского и кутимского комплексов (юг Сибирского кратона): петрогенезис и геодинамическая природа // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 3. С. 371–389.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Вингейт М.Т.Д. Раннепротерозойские постколлизионные гранитоиды Бирюсинского блока Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 7. С. 1028-1043.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Лепехина Е.Н. Возраст и источники палеопротерозойских дометаморфических гранитоидов Голоустенского блока Сибирского кратона: геодинамические следствия // Петрология. 2016. Т. 24. № 6. С. 587-606.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др. Саяно-Бирюсинский вулканоплутонический пояс (южная часть Сибирского кратона): возраст и петрогенезис // Геология и геофизика. 2019а. Т. 60. № 1. С. 18-40.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М. и др. Становление структуры южной — юго-западной части Сибирского кратона в раннем протерозое // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2019б. Вып. 17. С. 86-87.

Ковач В.П., Котов А.Б., Смелов А.П. и др. Этапы формирования континентальной коры погребенного фундамента восточной части Сибирской платформы: Sm-Nd изотопные данные // Петрология. 2000. Т. 8. № 4. С. 394–408.

Ларичев А.И., Видик С.В., Сергеев С.А., Осадчий И.В. Петрографическая характеристика и возраст пород Алдано-Анабарского блока фундамента Сибирской платформы по данным изучения керна глубоких скважин // Региональная геология и металлогения. 2022. № 92. С. 28-40.

Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокозарядных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индукционно-связанной плазмой // Геохимия. 2008. № 10. С. 1085–1091.

Попов Н.В., Сафонова И.Ю., Постников А.А. и др. Палеопротерозойские гранитоиды из фундамента центральной части Сибирской платформы (скважина Могдинская-6): U-Pb возраст и состав // Докл. AH. 2015. Т. 461. № 5. С. 558–562.

Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, вопросы эволюции // Геотектоника. 2003. № 3. С. 1–19.

Розен О.М., Журавлев Д.З., Суханов М.К. и др. Изотопно-геохимические и возрастные характеристики раннепротерозойских террейнов, коллизионных зон и связанных с ними анортозитов на северо-востоке Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 2. С. 163–180.

Самсонов А.В., Постников А.В., Спиридонов В.А. и др. Неоархейские гранитоиды на западе Тунгусского супертеррейна, фундамент Сибирской платформы: геохронология, петрология, тектоническое значение // Петрология. 2021. Т. 29. № 5. С. 451–477.

Самсонов А.В., Ерофеева К.Г., Ларионова Ю.О. и др. Восточная окраина неоархейского Тунгусского террейна: данные по скважинам в центральной части Сибирской платформы // Петрология. 2022. Т. 30. № 6. С. 663-676.

Самсонов А.В., Ерофеева К.Г., Постников А.В. и др. Палеопротерозойский Таймыро-Байкальский ороген в южной части Сибирского кратона: границы, состав и история формирования по изучению керна скважин // Тектоника и геодинамика земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2023. Материалы LIV Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2023. Т. 2. С. 168–171.

Смелов А.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Возраст и продолжительность формирования Билляхской зоны тектонического меланжа, Анабарский щит // Петрология. 2012. Т. 20. № 3. С. 315-330.

Туркина О.М., Изох А.Э. Гетерогенная субконтинентальная литосферная мантия под южным флангом Сибирского кратона: свидетельства по составу палеопротерозойских мафических ассоциаций // Геология и геофизика. 2024. https://doi.org/10.15372/GiG2023124

Туркина О.М., Капитонов И.Н. Источники палеопротерозойских коллизионных гранитоидов (Шарыжалгайский выступ, юго-запад Сибирского кратона): от литосферной мантии до верхней коры // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 4. С. 489-513.

Туркина О.М., Сухоруков В.П. Раннедокембрийский гранитоидный магматизм Китойского блока и этапы коллизионных событий на юга-западе Сибирского кратона // Геология и геофизика. 2022. Т. 63. № 5. С. 745–763.

Туркина О.М., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н. и др. Палеоархейский тоналит-трондьемитовый комплекс северо-западной части Шарыжалгайского выступа (юго-запад Сибирского кратона: результаты U-Pb и Sm-Nd исследования // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 1 С. 21–37.

Black L.P., Kamo S.L., Foudoulis C. Improved ²⁰⁶Pb/²³⁸U microprobe geochronology by the monitoring of a trace element-related matrix effect; SHRIMP, ID-TIMS, ELA-ICP-MS and oxygen isotope documentation for a series of zircon standards // Chemical Geol. 2004. V. 205. P. 115–140.

Donskaya T.V. Assembly of the Siberian Craton: constraints from Paleoproterozoic granitoids // Pre-cambr. Res. 2020. V. 348. 105869.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P. Post-collisional magmatism of 1.88–1.84 Ga in the southern Siberian Craton: An overview // Precambr. Res. 2021. V. 367. 106447.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A. et al. Discovery of Archaean crust within the Akitkan orogenic belt of the Siberian craton: new insight into its architecture and history // Precambr. Res. 2009. V. 170. P. 61–72.

Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. V. 42. P. 2033–2048.

Frost C.D., Frost B.R. On ferroan (A-type) granitoids: their compositional variability and modes of origin // J. Petrol. 2011. V. 52. P. 39–53.

Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Eds. J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin. Zircon. Rev. Mineral. Geochem. Washington, D.C. Mineral. Soc. Amer. 2003. V. 53. P. 27–62.

Gladkochub D.P., Pisarevsky S.A., Donskaya T.V. et al. Siberian Craton and its evolution in terms of Rodinia hypothesis // Episodes. 2006. V. 29. № 3. P. 169–174.

Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS // Ed. P. Sylvester. Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current practices and outstanding issues: Mineralogical Association of Canada, Short Course Series. 2008. V. 40. P. 307–311.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites // Earth Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137–150.

Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology // Chemical Geol. 2004. V. 21. P. 47–69.

Laurent O., Martin H., Moyen J.F., Doucelance R. The diversity and evolution of late-Archean granitoids: Evidence for the onset of "modern-style" plate tectonics between 3.0 and 2.5 Ga // Lithos. 2014. V. 205. P. 208–235.

Ludwig K.R. ISOPLOT 3.00: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center. California. Berkeley. 2012. P. 1–70.

Martin H. Archean grey gneisses and the genesis of continental crust // Archean crustal evolution. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 205–259.

Panteeva S.V., Gladkochoub D.P., Donskaya T.V. et al. Determination of 24 trace elements in felsic rocks by inductively coupled plasma mass spectrometry after lithium metaborate fusion // Spectrochimica Acta Part B: Atomic Spectroscopy. 2003. V. 58. No 2. P. 341–350. https://doi.org/10.1016/S0584-8547(02)00151-9 *Patiño Douce A.E., Harris N.* Experimental constrains on Himalayan anatexis // J. Petrol. 1998. V. 39. P. 689–710.

Pearce N.J.G., Perkins W.T., Westgate J.A. et al. A compilation of new and published major and trace element data for NIST SRM 610 and NIST SRM 612 glass reference materials // Geostandards Newsletter. 2007. V. 21. P. 115–144.

Poller U., Gladkochub D., Donskaya T. et al. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian craton: Archean and Paleoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // Precambr. Res. 2005. V. 136. P. 353–368.

Priyatkina N., Ernst R.E., Khudoley A.K. A preliminary reassessment of the Siberian cratonic basement with new U Pb-Hf detrital zircon data // Precambr. Res. 2020. V. 340. 105645.

Rapp R.P., Watson E.B. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implications for continental growth and crust–mantle recycling // J. Petrol. 1995. V. 36. P. 891–931.

Rosen O.M., Condie K.C., Natapov L.M., Nozhkin A.D. Archean and Early Proterozoic evolution of the Siberian craton: a preliminary assessment // Archean crustal evolution. Amsterdam: Elsevier, 1994. P. 411-459.

Slama J., Kosler J., Condon D.J. et al. Plesovice zircon – new natural reference material for U-Pb and Hf isotopic microanalysis // Chemical Geol. 2008. V. 249. P. 1–35.

Smelov A.P., Timofeev V.F. The age of the North Asian Cratonic basement: an overview // Gondwana Res. 2007. V. 12. P. 279–288.

Vielzeuf D., Montel J.-M. Partial melting of metagreywackes. Part I. Fluid-absent experiments and phase relationships // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. V. 117. P. 375–393.

Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granite: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. V. 95. P. 407–419.

Wiedenbeck M., Allé P., Corfu F. et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // Geostandards Newsletter. 1995. V. 19. P. 1–23.

Gneisses and Granitoids of the Basement of the Nepa-Botuoba Anteclise: Constraints for Relation of the Archean and Paleoproterozoic Crust in the Boundary Zone Between Tungus Superterrane and Magan Terrane (South Siberian Craton)

O. M. Turkina¹, A. V. Plyusnin², T. V. Donskaya³, I. V. Afonin⁴, S. S. Sanin⁵

¹V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia ²Tyumen State University, Tyumen, Russia

³Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

⁴National Research Tomsk State University, Tomsk, Russia

⁵Tyumen Industrial University, Tyumen, Russia

The paper presents geochemical and geochronological data on gneisses and granitoids from three deep boreholes (Yalykskaya-4, Danilovskaya-532, Srednenepskaya-1) in the basement of the southwestern part of the Nepa-Botuoba anteclise. Based on U-Pb dating of zircon, three stages of granitoid magmatism were identified: ~2.8, 2.0 and 1.87 Ga. At ca. 2.8 Ga magmatic TTG protolith of biotite-amphibole gneisses (Yalykskaya-4 borehole) were formed, which represent the Mesoarchean crust and experienced thermal effects at the terminal Neoarchean (~ 2.53 Ga), typical of the Tungus superterrane of the the Siberian craton. Biotite gneiss-granites (~2.0 Ga) (Danilovskaya-532 borehole) correlating in age with the granitoids of the basement of the Magan terrane and the Akitkan fold belt, were derived from a metasedimentary source formed by the erosion of mainly rocks of the Paleoproterozoic juvenile crust. The 1.88 Ga A-type granite (Srednenepskaya-1 borehole) correspond to the main stage of post-collision granite magmatism within the South Siberian magmatic belt. The ca.2.8 Ga biotite-amphibole gneisses mark position of the eastern boundary of the Archean crust in the south part of the Tungus superterrane with the area of the Paleoproterozoic juvenile crust, separated by a transitional zone, which intruded by granites having intermediate isotopic characteristics. The isotopic composition of Paleoproterozoic gneisses and granitoids indicates that marginal south part of the Magan terrane bordering with the Tungus superterrane – includes blocks of both Archean and Paleoproterozoic crust showing similarity with the Akitkan fold belt and accretionary orogens. The final amalgamation of the Tungus superterrane with blocks of the eastern part of the Siberian platform basement correspond to milestone of 1.88 billion years.

Keywords: Siberian platform basement, gneiss, granitoid, Archean and Paleoproterozoic crust

УДК 553.22:552.16:550.41

СВОЙСТВА ФЛЮИДОВ ПРИ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯХ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД В *P-T* УСЛОВИЯХ СРЕДНЕЙ КОРЫ: ПРИМЕР ИЗ РАЙОНА БОЛЬШИЕ КЕЙВЫ, БЕЛОМОРСКО-ЛАПЛАНДСКИЙ ОРОГЕН, ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ

© 2024 г. С.А. Бушмин^{*a*, *}, Е.А. Вапник^{*b*}, М.В. Иванов^{*a*}, А.Б. Кольцов^{*a*}, Ю.М. Лебедева^{*a*}, О.В. Александрович^{*a*}, Е.В. Савва^{*a*}

^аИнститут геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия ^bDepartment of Geological and Environmental Sciences, Ben-Gurion University of the Negev, Beer-Sheva, Israel

*e-mail: s.a.bushmin@ipgg.ru Поступила в редакцию 13.11.2023 г. После доработки 28.01.2024 г. Принята к публикации 10.02.2024 г.

Свойства флюидов при *P-T* условиях средней коры исследованы на примере метасоматических преобразований метаморфических пород (амфиболитовая фация) тектонического покрова Большие Кейвы Кейвского террейна Беломорско-Лапландского коллизионного орогена Фенноскандинавского щита. Для изучения свойств флюидов выбраны пять типов пород: метаморфические сланцы и гнейсы с графитом, метасоматические кварцевые породы с повышенным содержанием графита, кианит-кварцевые жилы с околожильными метасоматитами, метасоматические кварцсодержащие кианитовые породы и анхимономинеральные кварцевые жилы. В составе флюидных включений методами микротермометрии и КР-спектроскопии определены NaCl, CaCl₂, CO₂, N₂, СН₄ и более тяжелые углеводороды, графит. По минеральным ассоциациям методом мультиравновесной термобарометрии и по плотностям включений СО₂ реконструирован ретроградный тренд Р-Т параметров, отражающий Р-Т историю пород при их эксгумации. Предложено объяснение присутствия водных включений с NaCl низкой солености среди включений высокой солености с NaCl и CaCl₂. Сравнение данных по активности H₂O (минеральные равновесия) и содержанию солей (флюидные включения) с таковыми модельного флюида (термодинамическая модель системы H₂O-NaCl-CaCl₂-CO₂) показало хорошее соответствие природных и модельных данных. В результате обобщения природных и модельных данных рассмотрены вариации фазового состояния и химического состава, свойства флюидов, в том числе активность H₂O, плотность, соленость вдоль ретроградного *Р*-*Т* тренда.

Ключевые слова: флюидные включения, рассолы, углекислота, метан, графит, гомогенный и гетерогенный флюид, метаморфические и метасоматические породы, средняя кора **DOI:** 10.31857/S0869590324040032 **EDN:** BZAFGG

введение

Флюиды играют важную роль во всех глобальных геологических процессах образования и преобразования земной коры — магматизме, метаморфизме, метасоматозе, рудогенезе и геодинамике. В метаморфическом и метасоматическом петрогенезисе, формировании гидротермальных месторождений флюидам принадлежит ведущая роль; флюидные потоки как рассеянные, так и локализованные являются движущей силой этих процессов, перенося тепло и вещество. Физико-химические свойства флюидов широко меняются, так как зависят от *P-T* параметров и состава в разных геологических обстановках, и эти различия сильно влияют на процессы петрогенезиса на разных уровнях глубинности. К таким свойствам относятся, например, фазовое состояние флюидов (гомогенное или гетерогенное), химический состав и плотность флюидных фаз, влияющая на их растворяющую способность (например, Файф и др., 1981; Шмулович, 1988; Perchuk, Gerya, 1993; Аранович и др., 2010; Ague, 2014; Manning, Aranovich, 2014; Аранович, 2017; Aranovich, Safonov, 2018; Manning, 2018; Newton et al., 2019; Иванов, Бушмин, 2019,



Рис. 1. Схема покровных структур северной части Кейвского террейна, (Бушмин и др., 2011а), с изменениями. 1 – граниты, гранито-гнейсы и гнейсы Кольского кратона, 2 – анортозиты, 3 – щелочные граниты, 4 – гранат-биотитовые и гранат-амфибол-биотитовые гнейсы с телами амфиболитов, щелочные метасоматиты, 5 – высокоглиноземистые метаморфические и метасоматические породы с телами амфиболитов и плагиоклазитов (метаанортозитов), 6 – тектонические границы по надвигам, 7 – цветными знаками показаны места отбора образцов разных типов пород. Тип-1: а – метаморфические гнейсы и сланцы с графитом; 6 – амфиболиты; тип-2: в – метасоматические кварцевые породы с повышенным содержанием графита; тип-3: г – кианит-кварцевые жилы с околожильными метасоматитами; тип-4: д – метасоматические кианитовые породы; тип-5: е – анхимономинеральные кварцевые жилы. На врезке показано положение района исследований.

2021, 2022; Иванов, 2023; Steele-MacInnis, Manning, 2020; Mysen, 2022 и ссылки в этой работе). Знание этих свойств и особенностей их эволюции является ключевым для понимания причин геофизических аномалий, транспорта химических элементов, образования руд в земной коре.

Для исследования свойств флюидов при *P-T* условиях средней коры (амфиболитовая фация) выбран тектонический покров Большие Кейвы (например, Бушмин и др., 2011а) на Фенноскандинавском щите в пределах Беломорско-Лапландского коллизинного орогена с ярко и контрастно проявленными метаморфическими и метасоматическими событиями (например, Бушмин и др., 2023 и ссылки в этой работе).

На примере Больших Кейв нами исследованы свойства флюидов (фазовое состояние, химический состав и свойства гомогенного флюида и несмесимых фаз гетерогеного флюида, в том числе активность воды, плотность, соленость) при изменении *P-T* параметров метаморфических и метасоматических преобразований пород вдоль ретроградного *P*-*T* тренда на уровне амфиболитовой фации. Особое внимание уделено исследованию флюидных включений и сопоставлению этих результатов с предсказанием свойств флюидов на основе новых термодинамических моделей флюидных систем (Иванов, 2023).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ СИТУАЦИЯ

Формирование тектонического покрова Большие Кейвы связано с надвигообразованием во время палеопротерозойских коллизионных процессов на северо-восточной границе Беломорско-Лапландского коллизионного орогена, который в настоящее время представляет собой тектонический коллаж, образованный различными блоками (террейнами) архейских и протерозойских пород (например, Харитонов, 1957; Bridgwater et al., 2001; Балаганский, 2002; Балаганский и др., 2009, 2011; Бушмин и др., 2011а и ссылки в этой работе). Тектонический покров Большие Кейвы протяженностью более 160 км (рис. 1) является верхней частью тектоно-стратиграфического разреза Кейвского террейна (гнейсы предполагаемого фундамента, метавулканиты лебяжинской серии, высокоглиноземистые сланцы кейвской серии, щелочные граниты), который является уникальной структурой. Кейвский террейн принципиально отличается от смежных территорий тем, что рассматриваемая структура не только вся целиком сложена архейскими образованиями, но и само его обособление произошло в конце неоархея, а последующая обширная переработка происходила во время палеопротерозойских коллизионных процессов. Обращает на себя внимание и уникальный легкий изотопный состав углерода графита, достигающий значений $\delta^{13}C = -47.8\%$ PDB (Галимов, 1968; Бушмин и др., 2011б; Фомина и др., 2017) в богатых кианитом и кварцем метасоматических бластомилонитах с повышенным содержанием графита в Кейвском покрове.

Покров Большие Кейвы сложен пластинами и линзами бластомилонитовых преимущественно высокоглиноземистых метаморфических и метасоматических пород (например, Бушмин и др., 2011б и ссылки в этой работе) кейвской серии (Бельков, 1963). Он контактирует по зонам сдвиговых деформаций с породами нижнего Лебяжинского покрова, сложенного преимущественно биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами, в меньшей степени биотит-амфиболовыми гнейсами и амфиболитами (интерпретируемыми как метавулканиты), с многочисленными телами щелочных метасоматитов. Пластины и линзы пород в рассматриваемом покрове отделены друг от друга сдвиговыми зонами и, часто, переменными по мощности и протяженности зонами окварцевания.

Существует отчетливая пространственная связь неоднократно проявленного флюидного воздействия (кварцевые жилы и метасоматиты) с узкими, протяженными на десятки километров зонами сдвиговых деформаций. Такой метасоматоз ранее было предложено называть дирекционным в связи с характерными особенностями его пространственной локализации (Бушмин и др., 2009, 2011а), по аналогии с контактовым метасоматозом и метаморфизмом. Наблюдения, проведенные при детальном картировании типовых участков, свидетельствуют о существовании интенсивных флюидных потоков в сдвиговых зонах, вызвавших инфильтрационный метасоматоз (кислотное выщелачивание и комплементарное переотложение основных компонентов) с пространственной дифференциацией петрогенных элементов, образование многочисленных кварцевых жил. Такие гидротермальные и метасоматические процессы, установленные во всех породах Больших Кейв многими исследователями (например, Бельков, 1963; Дуденко, 1981; Жданов и др., 1983; Щеглова, Маслов 1994; Bushmin et al., 1997; Шеглова и др., 2000), происходили при снижении Р-Т параметров 1762-1721 млн лет назад (метасоматические *Oz-Kv* породы, оболочки циркона, U-Pb метод, SHRIMP-II, Бушмин и др., 2011а). Время проявление метасоматоза, а значит и тектоно-флюидной переработки пород Больших Кейв при формировании покровно-надвиговой структуры, свидетельствует о коллизионных процессах, сопровождавшихся эксгумацией тектонического покрова Большие Кейвы в течение относительно длительного интервала 1762-1721 млн лет. Этому не противоречат исследования (Шеглова, Маслов, 1994), результаты которых при изучении амфиболитов Больших Кейв указывали на этапы метаморфических преобразований, отличающиеся за счет разницы давления (550-600°С, 6-7 кбар и 550-600°С, 4 кбар).

ОПИСАНИЕ ПОРОД

Главными разновидностями пород в покрове Большие Кейвы являются метаморфические графитсодержащие и кианитсодержащие гнейсы и сланцы с переменным количеством кварца, плагиоклаза, ставролита, биотита и мусковита, иногда с гранатом и метасоматические богатые кианитом породы, в том числе зональные метасоматиты на контактах кварцевых жил. Среди метасоматических пород присутствуют участки плагиоклазитов и богатых плагиоклазом сланцев, интерпретируемые как остатки протолита (Бушмин и др., 2011а). Метасоматические породы присутствуют в разных частях покрова, но преимущественно сосредоточены в сдвиговых зонах его нижней и верхней частей покрова, на контакте с метавулканитами Лебяжинского покрова.

При близком минеральном составе богатые кианитом и кварцем метасоматиты отличаются от метаморфических сланцев формой геологического залегания (секущие метаморфическую сланцеватость жильные тела, ветвящиеся прожилковые зоны, жилы с зональными околожильными метасоматитами), а также отличаются присутствием повышенного количества графита или его видимым отсутствием.

Метасоматиты имеют разную морфологию, так как формировались и в процессе пластических деформаций при надвигообразовании и после деформаций и представлены: (1) породами с бластомилонитовой структурой; (2) среднезернистыми породами, слагающими сеть ветвящихся прожилков в бластомилонитовых породах; (3) порфиробластическими породами; (4) массивными средне-крупнозернистыми относительно однородными породами. Метасоматиты с бластомилонитовой структурой, слагающие зоны пластического течения, пластических сдвиговых деформаций на границах между отдельными тектоническими пластинами, чаще всего, представлены богатыми кварцем, кианитом и мусковитом метасоматическими сланцами, в которых порфиробласты ставролита и редкого граната иногда образуют S-образные структуры. Они имеют относительно резкие переходы к вмещающим метаморфическим гнейсам и сланцам и внутри себя содержат реликты этих же вмещающих пород.

С запада на восток Больших Кейв уменьшается степень флюидной переработки метаморфических пород: уменьшается количество кварцевых. кианит-кварцевых и кварц-кианитовых жил и метасоматитов и несколько меняется их состав. Начинают преобладать "исходные" метаморфические породы. Особенно это заметно по ставролит-кианит-плагиоклазовым сланцам (метаанортозитам), доля которых на востоке возрастает и для которых легко устанавливаются переходы в малоизмененные плагиоклазовые породы. На западе распространены мусковит-кварцевые и мусковит-кианит-кварцевые метасоматические породы с бластомилонитовой структурой и сланцеватой текстурой (метасоматические кварцито-сланцы), а на востоке они практически отсутствуют. возрастает доля кианит-плагиоклазовых, плагиоклаз-ставролитовых и гранатовых метасоматических пород. На западе породы пронизаны большим числом кварцевых и кианит-кварцевых жил самой различной мощности, которые ориентированы вдоль плоскостей милонитизации. Крупные жилы мошностью от десятков сантиметров до нескольких метров имеют протяженность от сотен метров и более. В кианит-кварцевых жилах кианит обычно сосредоточен в отдельных гнездах и в краевых зонах жил. Часто такие жилы имеют оторочки метасоматических пород, богатых кианитом, зонального строения мощностью до первых метров.

Геологические взаимоотношения между графитсодержащими метаморфическими породами, черными и темно-серыми богатыми графитом метасоматитами и светлыми метасоматитами без видимого графита состоят в следующем. Зоны богатых графитом метасоматических кварцевых пород содержат в себе реликты графитсодержащих метаморфических сланцев. Взаимоотношения этих пород позволяют предполагать, что формирование черных по цвету метасоматитов при окварцевании сопровождалось осаждением графита. В ряде мест графит распределен в них очень неравномерно и сосредоточен в виде скоплений между зонами перекристаллизованного светлого кварца и кианита. Светлые без графита участки и зоны кажутся более поздними.

Регионально распространенные жильно-прожилковые безграфитовые метасоматиты встречаются во всех частях структуры Большие Кейвы. Они пространственно не всегда сосредоточены около крупных кварцевых жил, но по минеральному составу часть из них полностью подобна околожильным метасоматитам. Поэтому формирование регионально распространенных и околожильных метасоматитов может быть единым, а может быть и многостадийным процессом метасоматических преобразований и отражать пути наиболее интенсивного просачивания разделенных во времени флюидных потоков близкого состава.

Для изучения свойств флюидов выбраны следующие типы пород: метаморфические сланцы и гнейсы с графитом (тип-1), метасоматические кварцевые бластомилониты и относительно массивные бластолиты с повышенным содержанием графита (тип-2), а также кварцевые жилы разных генераций (тип-3, тип-4, тип-5).

Tun-1. Метаморфические гнейсы и сланцы с графитом

Наименее измененные поздними преобразованиями гнейсы представляют собой мелкозернистые и среднезернистые породы со слабо или сильно выраженной сланцеватостью по биотиту и мусковиту. $\pm Ky \pm Ms$ -Qz-Pl- Bt^{1} матрица содержит порфиробласты Grt, St и Ky различного размера и местами обладает пойкилитовой структурой. В сланцах при наличии аналогичных минеральных ассоциаций сильно варьируют содержания одной из слюд и плагиоклаза по отношению к кварцу. Видимый графит в переменных количествах присутствует во всех ассоциациях и, по наблюдениям, в шлифах его содержание достигает 3–5 об. %.

Исследованы образцы сланцев с ассоциациями: $Qz + Pl_{30-48} + St_{14-17} + Ky + Bt_{44-52}^{39-40} + Ms_{15-20} \pm$ $\pm Grt_{8-13}^{6-12}, Qz + Pl_{22-24} + St_{22-23} + Ky + Chl_{64-66} +$ $+ Bt_{58-63}^{38-39} + Ms_{18-22} \pm Grt_{13-14}^{4-5}, Qz + Pl_{39-41} +$ $+ Ky + Chl_{65} + Bt_{53-55}^{39} \pm Grt_{11-14}.$ Здесь и далее по тексту особенности химического состава минералов отражены в индексах: X_{Mg} для граната, биотита, ставролита, хлорита и X_{Na} для мусковита и плагиоклаза указаны в подстрочных индексах; X^{Ca} для граната и X^{Al} для биотита указаны в надстрочных индексах.

Тип-2. Метасоматические Qz породы с повышенным содержанием графита

Изученные породы с повышенным содержанием графита (по наблюдениям в шлифах его содержание достигает от 10–15 до 30–40 об. %) представлены среднезернистыми-крупнозернистыми полосчатыми кварцевыми, как правило, с кианитом

¹ Аббревиатура минералов и другие условные обозначения согласно (Whitney, Evans, 2010), за исключением графита (*Gt*) и галита (*H*). Также используются обозначения особенностей химического состава минералов. Для граната: $X_{Mg}^{Ca} = Mg,Ca/(Mg + Fe + Mn + Ca)$; биотита, ставролита и хлорита: $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe)$; биотита: $X^{Al} = Al/(Al + Si)$; плагиоклаза и мусковита: $X_{Na} = Na/(Na+Ca)$.

Номер образца	CO_2	CH_4	$T_{ m m}$ 1, °С рассол	$T_{ m m}$ f, °C рассол	$T_{ m m}H$	S, Mac. %	S ₁ , мас. %	$x_{ m NaCl}$	$x_{ m CaCl2}$	$\chi_{ m salt}$	$x_{ m NaCl}/x_{ m salt}$	$m_{ m salt}$
				Тип-1. Мет	аморфич	еские слан	цы и гнейсь	і с графитом				
B 878-2			-44/-28	-24.5/-10		14/22.8		0.007/0.021	0.016/0.042	0.0344/0.0490	0.15/0.54	1.98/2.86
L070 1			-25/-24.5	-3.5/-3		5.4/6.1		0.01/0.012	0.004	0.0139/0.162	0.72/0.76	0.78/0.91
D8/8-4	$p, ps + CH_4$			-2/1.5			2.5/3	0.008/0.011		0.0078/0.0107		0.44/0.60
B890-2			-46/-42	-22.5/-22		21.8/21.9		0.006/0.008	0.039/0.040	0.0463/0.469	0.13/0.17	2.69/2.73
1007 3			-26/-25	-5/-4		6.9/8.3		0.013/0.014	0.005/0.007	0.0180/0.0209	0.66/0.72	1.02/1.19
C-2600		sd		-3.5/-2			3.4/5.9	0.011/0.019		0.0107/0.0190		0.60/1.07
K13			-42/-26.5	-33.5/-5.5		9.1/26.6		0.01/0.014	0.008/0.050	0.0226/0.0597	0.17/0.63	1.29/3.52
			Тип-2. Мо	етасоматиче	ские <i>Qz</i> 1	тороды с по	овышенным	содержание	м графита			
E3-1	$ps + CH_4$	$ps + CO_2$	-34	-16	110	34.2		0.046	0.052	0.0974	0.47	5.99
			-52/-34	-20.5/-15	105/200	34.4/40.8		0.036/0.076	0.048/0.065	0.0989/0.1282	0.36/0.61	6.10/8.16
E3-1a	sd		-52/-24.5	-27/-5.5		9.3/24		0.003/0.033	0.009/0.043	0.0181/0.0535	0.18/0.76	1.02/3.14
				-11.5/-1			1.6/5.5	0.021/0.054		0.0050/0.0535		1.21/3.14
но 16 По			-36/-24	-22/-12.5	93/205	33.1/41.3		0.042/0.075	0.043/0.062	0.0938/0.1336	0.44/0.62	5.74/8.56
E3-10	$p_{S} + Cn_{4}$			-15.5/-2.5			16.4/18.9	0.057/0.067		0.0570/0.0670		3.36/3.99
E6-9		sd	-45	13	400	54.6		0.207	0.207	0.2455	0.85	18.06
E5-1		$p, ps + CO_2$										
E5-4	$ps + CH_4$	$ps + C_n H_m, H_{2}$	-52/-45	-20/-18	270/440	44.6/61.3		0.108/0.252	0.048/0.054	0.1607/0.2993	0.67/0.84	10.63/23.71
K8-a		$p, ps + C_n H_m$	-52	-18.5	360	52.6		0.171	0.050	0.2213	0.77	0.19
- 01	5	п <u>U</u> + ² " "	-32/-30	-10/-5.5	270/370	38.7/49.8		0.117/0.18	0.026/0.035	0.1433/0.2123	0.80/0.85	9.28/14.96
п-ол	P, Po	$p, p_3 + C_2 \Pi_6$		-2			3.4	0.011		0.0107		09.0
			Ţ	ип-3. <i>Ку-Q</i> 2	жилы с о	коложильн	іыми метасо:	матитами (М	S)			
Б880-5 жила	bs			-11/-3			5/15	0.016/0.052		0.0160/0.0516		0.90/3.02
B880-7		$ps + CO_2$	-48.5/-21.5	-21.5/-15	135/150	35.8/39.6		0.043/0.051	0.054/0.069	0.1050/0.1170	0.39/0.48	6.51/7.36
жила	βs ⊤ CΠ₄			-2/-1.5			2.5/3.4	0.008/0.011		0.0078/0.0107		0.44/0.60
Б884-2 жила	p, ps, ps B Ky		-39	-12	135	34.3		0.056	0.047	0.1023	0.54	6.33

Таблица 1. Результаты исследования флюидных включений методом микротермометрии и КР-спектроскопии

475

ПЕТРОЛОГИЯ

том 32 № 4 2024

Номер образца	CO ₂	CH_4	T _m 1, °C рассол	$T_{ m m}$ f, °C рассол	$T_{ m m}H$	S, Mac. %	S ₁ , мас. %	$x_{ m NaCl}$	$x_{ m CaCl2}$	$\chi_{ m salt}$	$x_{ m NaCl}/x_{ m salt}$	$m_{ m salt}$
5880-2 MS	$p + CH_4$											
5880-66 MS	$ps + N_2$ CH ₄	$ps + N_2$	-47/-45	-19/-17.5		19.4/20.2		0.004/0.006	0.035/0.037	0.0401/0.0418	0.10/0.14	2.32/2.42
5884-1B MS	p, ps, ps B Ky		-52	-30/-23		22.1/25		0,005	0.042/0.048	0.0465/0.0538	0.10/0.11	2.71/3.15
				Тип-4. Ме	тасомати	ческие Q7-	-содержащие	ку породы				
T 001	1		-28	-26.5		24.8		0.037	0.031	0.0675	0.55	4.01
D091	p, ps			-8.5/-4			6.6/12.4	0.021/0.042		0.0213/0.0418		1.21/2.42
B 892-8	$ps \ B \ Ky + Cal$											
B901-1	$p, ps + CH_4$			-27		25.3		0.043	0.029	0.0713	09.0	4.26
E901-4	p, ps, ps B Ky			-29/-26		25./25.9		0.034/0.48	0.025/0.035	0.0692/0.0728	0.50/0.66	4.12/4.36
L001 5			-25.5/-24.5	-22,5		23/23.3		0.046/0.054	0.017/0.21	0.0673/0.0711	0.69/0.76	4.01/4.25
C-106G	p, bs	sd		-3/-0.5			0.6/5.1	0.002/0.016		0.0019/0.0163		0.10/0.92
F001 6	110 -		-42/-39	-20/-18	130/155	36.0/38.5		0.045/0.056	0.056/0.062	0.1046/0.1151	0.42/0.50	6.49/7.22
0-106d	$p, p_{S} + Cn_{4}$		-40	-25.5/-20		20.8/23.4		0.009/0.01	0.036/0.042	0.0448/0.0517	0,19	2.60/3.02
				Тип	г-5. Анхил	анимоном	ральные <i>Qz</i> у	КИЛЫ				
Б926-1 жила	p, ps			-5/-3.5			5.9/8.1	0.019/0.026		0.0190/0.0265		1.07/1.51
E926-3	1		-35.5/-29	-11.5/-4.5		7.9/15.4		0.005/0.011	0.010/0.023	0.0166/0.0337	0.27/0.50	1.06/1.94
жила	<i>P</i> , <i>p</i> s			-5/-6			8.1/9.4	0.026/0.031		0.0265/0.0310		1.51/1.78
E926-3a			-46/-22	-28/-5		8.1/24.3		0.005/0.024	0.002/0.046	0.0228/0.0527	0.13/0.94	1.43/3.09
<i>U</i> 2-У1 30На	p, ps			-5.5/-5			8/8.8	0.026/0.029		0.0265/0.0289		1.51/1 .65
Примечан первого п чают вари СО ₂ и СН спектроск отношени	ие. Все вклю лавления, $T_{\rm m}f$ ации значени $_4$ – преоблада опией, $x_{\rm Nacl}$ – е мольных до	ения в Q_{2} , вти – температура й от/до. $S - o$ ющий состав мольная доля гей. $m_{-1} = (100)$	орой минерал а окончания п бщая соленос включений. + NaCl во вклюс 00/18.015) x/	г указан сим лавления, T ть (сумма N $\vdash Cal, CO_2, C$ чениях вода- $((1 - x_{-1}) - m$	волом Ky ${}_{m}^{m}H - тем$ ${}_{a}^{m}C1+CaC$ $CH_{4}, C_{2}H_{6}$ -две соли	$p - перві p - перві 1_2) во вкличіть сперви гература г(1_2) во вкличі, C_n H_m, H$	ичные включ лавления га очениях вод 2 – присутст ольная доля солей во вкл	гения, <i>ps</i> – п лита. Во все» а-две соли, вие примесе СаСl ₂ во вкли ючениях вол	ервично-вторі к колонках циб S ₁ – соленость Й, подтвержде эчениях вода-,	ичные включен фры, разделенни в включения: э во включения жное или опред две соли, x _{salt} = 7 ольКг H,O).	ия, <i>T</i> _m 1 – т ые косой че х вода-NaC целенное р х _{NaCl} + <i>x</i> _{CaCl}	емпература ртой, озна-)1. Колонки имановской , x _{NaCl} /x _{salt} –

ПЕТРОЛОГИЯ

том 32

Nº 4

2024

476

Таблица 1. Окончание

БУШМИН и др.



Рис. 2. Фото образцов разных типов пород и содержание солей во включениях рассолов. Тип-1: (а) и (б) – гнейсы и сланцы с графитом, Bt_1 и Bt_2 – биотит ранней и поздней генерации, (в) – содержание солей в гнейсах и сланцах (желтые треугольники – включения только с NaCl). Тип-2: метасоматические Qz породы с повышенным содержанием графита, (г) – черный полосчатый богатый графитом Ky-Qz бластомилонит, (д) – увеличенный участок бластомилонита, (е) – черно-серый массивный богатый графитом кварцевый метасоматит, (ж) – содержание солей в метасоматических Qz породах, богатых Gt (желтые кружки – включения только с NaCl).



Рис. 3. Фото включений в исследованных типах пород. BR – рассол, H – галит, L – жидкая фаза, V – газовая фаза. Тип-1: (а) – p-включение CO₂ с Gt и ps-включения рассола, обр. Б878-4; тип-2: (б) – ps-включения рассола с галитом и ps-включения CO₂, обр. Е3-1а; (в) и (г) – ps-включения рассола с галитом \pm CO₂ и ps-включения CO₂, обр. Е1-36; (д) – ps-включения рассола с галитом и ps-включения рассола с галитом \pm CO₂ и ps-включения рассола с галитом, CO₂, Cal и ps-включения CO₂, oбр. Е5-4; (ж) – ps-включения CO₂, обр. Е5-4; (з) – ps-включения CH₄ с C_nH_m и H₂, обр. Е5-4; (з) – p-включения CH₄ с C_nH_m и Gt, обр. К8-а; (и) – p-включение C₂H₆ с C_nH_m и CH₄, обр. К8-д.

479

породами, неоднородными по окраске черного или темно-серого цвета с бластомилонитовой или относительно массивной текстурой (бластолиты). Среди графитсодержащих метаморфических сланцев они присутствуют в виде жил, жилоподобных тел и зон окварцевания. Главными минералами в темно-серых и черных, богатых графитом поролах являются кварш и игольчато-призматический кианит (30-80 об. %), местами преобладающий над кварцем. Массивные бластолиты слагают жилообразные зоны и участки разного размера в метасоматических бластомилонитах. В жильных телах кроме кианита могут присутствовать мусковит, ставролит и гранат. В зонах окварцевания также могут присутствовать в небольшом количестве в качестве второстепенных минералы из метаморфических сланцев. Мощность зон с такими черными по цвету, неоднородными по структуре породами варьирует от первых сантиметров до первых метров. Особенности состава минералов: $Qz \pm$ $\pm Ky \pm$ второстепенные минералы (Ms_{16-21} , St_{12-13} , Grt_{8-11}^{6-7} , Bt_{42-54}^{38-39} , Pl_{30-33} , Chl_{48-50}).

Tun-3. Ку-Qz жилы с околожильными метасоматитами

Многочисленные кварцевые жилы мощностью от десятков сантиметров до первых метров, содержащие скопления кианита, распространены во всем покрове, но чаще встречаются в его северо-западной части. Жилы пересекают сланцеватость и полосчатость в пластинах окружающих метаморфических и метасоматических пород под различными углами. Их отличительной особенностью от других кварцевых жил является присутствие околожильных метасоматитов с характерной минеральной зональностью. Например, в одном случае (обр. 5880, жила 1-2 м) первой околожильной зоной является крупнозернистая кварц-кианитовая порода, в которой кристаллы голубого кианита шириной не больше 1 см и длиной 7-8 см врастают от контакта вглубь кварцевой жилы. Следующей удаленной зоной от контакта является массивная $\pm Oz - Pl - Kv$ порода. Еще дальше от контакта в сторону вмещающего слюдисто-ставролитового метаморфического гнейса в этой ассоциации появляется ставролит как в виде отдельных зерен, так и в виде их скоплений. В ином случае (обр. Б884) жила (всего первые десятки сантиметров) содержит больше кианита и имеет первую околожильную зону шириной 20–30 см, сложенную длиннопризматическими кристаллами кианита длиной от 5 до 10 см, которые растут перпендикулярно контакту вглубь жилы, при этом их ориентировка продолжает направление сланцеватости вмещающей полосчатой бластомилонитовой метасоматической породы. Общей чертой всех околожильных метасоматитов является их массивное, неравномернозернистое

строение, присутствие порфиробластов реликтовых минералов. Особенности состава минералов, присутствующих в околожильных метасоматитах: Qz, Ky, Pl_{21-35} , St_{17-23} , Ms_{21-27} , Bt_{58-62}^{37-41} .

Тип-4. Метасоматические кварцсодержащие кианитовые породы

Это среднезернистые-крупнозернистые относительно массивные, богатые кианитом или существенно кианитовые кварцсодержащие породы, в которых могут присутствовать в переменных количествах плагиоклаз и ставролит, а также второстепенные мусковит и хлорит. Они слагают жилы и ветвящиеся прожилковые зоны в метаморфических сланцах и графитсодержащих метасоматических породах. Метасоматические породы этого типа присутствуют повсеместно, но больше тяготеют к верхней и нижней частям тектонического покрова Большие Кейвы.

Состав пород из прожилков разнообразен и подобен всем известным минеральным типам метасоматических пород из более мощных тел и зон. Это разнообразные существенно кианитовые породы, например кварц-кианитовые, плагиоклаз-кианитовые, ставролит-кианитовые и ставролит-хлорит-кианитовые. Особенности состава минералов: $Ky + Qz \pm Pl_{13-33}$, St_{19-37} , Ms_{18-34} , Chl_{58-73} , Bt_{57-65}^{-38-39} .

Тип-5. Анхимономинеральные Qz жилы

Протяженные мономинеральные кварцевые жилы мощностью 0.5-1 м, в целом субсогласные со сланцеватостью окружающих пород, располагаются вдоль контактов тектонических пластин и линз, сложенных различными породами покрова Большие Кейвы. Они прослеживаются на расстоянии более одного километра и практически не содержат околожильных метасоматитов. В одном случае наблюдалась кварцевая жила мощностью около 80 см. залегающая в белых мелкозернистых мусковитовых кварцито-сланцах с редким мелким ставролитом. Она была прослежена на расстоянии ~1.5 км, но заметной околожильной метасоматической зональности обнаружено не было. Только фрагментарно наблюдались оторочки (зоны) метасоматической породы небольшой мощности. На самом контакте жилы присутствовала зона шириной не более 3 см среднезернистого Ку кварцита, иногда со St. Следующая зона шириной не более 5 см состояла из Qz-St породы. Составы минералов: $St_{11} + Qz \pm Ms_9$, Chl_{15} .

ФЛЮИДНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ В МИНЕРАЛАХ

Методы исследования

В минералах изученных пород выделены первичные, первично-вторичные и вторичные

флюидные включения. Первичные включения (*p*) представлены отдельными, единичными или группами включений, не приуроченных к каким-либо плоскостям и трешинам в зернах минералов. Первично-вторичные (ps) и вторичные (s) включения расположены в плоскостях или вдоль линейных зон. Первично-вторичные включения не выходят за пределы минерального зерна и возникают, как и первичные, в зонах микродефектов во время кристаллизации минерала или возникают за счет первичных включений при их перераспределении в другие дефекты или микроразрывы. Таким образом, они относятся к категории относительно ранних включений, первоначально образовавшихся при кристаллизации минерала. Вторичные включения расположены в плоскостях и зонах пересекающих границы минеральных зерен. Их химический состав может быть аналогичен составу первичных включений в результате, например, миграции включений внутри кристаллов, но может и отличаться от состава первичных включений в результате потери H₂O или CO₂ из включений за счет селективной диффузии и дефектов в кристалле (например, Roedder, 1984; Baumgartner et al., 2014 и ссылки в этой работе; Bakker, 2017). В большинстве случаев вторичные включения являются результатом позднего флюидного воздействия, их состав отличается от составов первичных и первично-вторичных включений. Они были исключены из дальнейшего рассмотрения.

По составу выделялись существенно водно-солевые (включения рассолов) и существенно газовые включения. Идентификация твердых и газовых фаз (CO₂, N₂, CH₄, C₂H₆ и более тяжелые углеводороды, Н₂) во включениях проводилась методом рамановской спектроскопии (микроскоп Olympus BX43 с рамановским спектральным анализатором РамМикс М532/785, ИГГД РАН, Санкт-Петербург). Определение температур фазовых переходов во флюидных включениях при нагревании после замораживания выполнено методом микротермометрии (микроскоп Olympus BX51 с термокриометрическим модулем Linkam THMSG600, ИГГД РАН). Измерения температур контролировались стандартами включений известного состава (H₂O 0°C; CO₂ 56.6°C; CH₄ 82°C; N₂ 147°C). Когда температуры плавления CO2 включений были занижены, предполагалось присутствие азота либо метана во включениях, что проверялось методом рамановской спектроскопии. Гомогенизация включений СО₂ наблюдалась в жидкой и газовой фазах. Плотность включений CO2 определялась по температуре гомогенизации $CO_2(T_hCO_2)$.

Во включениях рассолов определялись начальные и конечные температуры плавления твердых фаз после замораживания. Когда во включениях присутствовал галит, определение температуры плавления галита (T_mH) сопровождалось

определением температуры исчезновения газового пузыря (гомогенизация жидкость-газ). В исследованных случаях температура исчезновения газового пузыря была меньше T_m галита. Начальные температуры плавления ($T_{\rm m}1$) от -50 до -21°C позволили предполагать систему CaCl₂-NaCl-H₂O (Борисенко, 1982), конечные температуры плавления ($T_{\rm m}$ f) позволяли судить о концентрации солей во включении. Во включениях, не содержащих галит, по $T_{\rm m}$ 1 и $T_{\rm m}$ f определялось соотношений солей NaCl и CaCl₂ (мас. %). В случае присутствия галита, соотношение солей NaCl и CaCl₂ могло определяться по $T_{\rm m}$ 1, $T_{\rm m}$ f и $T_{\rm m}H$ галита. Не всегда удавалось определить $T_{\rm m}$ 1. Поэтому содержание солей было определено по $T_{\rm m}$ f и $T_{\rm m}H$. Использовалась численная модель для тройной системы CaCl₂-NaCl-H₂O (Steele-MacInnis et al., 2011, 2016; Chu et al., 2016). При идентификации твердых фаз, возникающих при охлаждении и исчезающих при последующем нагревании, внимание обращалось на относительный рельеф фаз, положительный или отрицательный по отношению к флюиду и окружающему кварцу, а также на температуры их плавления относительно друг друга. Если это не удавалось, особенно в мелких включениях, принималось, что во включениях без галита первым плавится гидрогалит, а последним лед, а во включениях с галитом предпоследней твердой фазой перед плавлением галита является гидрогалит (Steele-MacInnis et al., 2011).

Для включений, не содержащих галит и имевших $T_{\rm m}1 \sim -21^{\circ}$ С, предполагалась бинарная система NaCl-H₂O. При этом принималась во внимание ассоциация в одних линейных зонах таких *ps*-включений с включениями, содержащими две соли CaCl₂ + NaCl и/или галит. Во включениях с низкой концентрацией соли часто наблюдалось только быстрое (почти мгновенное) полное плавление льда ($T_{\rm m}$ f). По температуре плавления льда $T_{\rm m}$ f в таких включениях определялось содержание NaCl.

Нельзя не отметить, что во многих включениях рассолов, не содержащих и содержащих кристаллы галита, были определены очень низкие $T_m 1$ (от -74 до -58° С) и $T_m f$ (от -59° С). Присутствие в них забюйелита (Li₂CO₃, рамановская спектроскопия) позволило предполагать систему LiCl-NaCl-H₂O (например, Dubois et al., 2010; Steele-MacInnis et al., 2016). Включения рассола, содержащие LiCl, были обнаружены во всех типах изученных нами метасоматических и жильных пород среди зон более поздних изменений, в том числе на контактах кварцевых жил. Исследование флюидных включений, содержащих LiCl, выходит за рамки настоящей работы, так как заслуживает отдельного внимания.

Для построения изохор использовалась программа (Bakker, 2003). Для изохор CO_2 выбрана градуировка (Duan et al., 1992). Все изученные включения находились в кварце, иногда в кианите, что отмечено нами в тексте.

Tun-1. Включения в метаморфических гнейсах и сланцах с графитом

В этом типе пород включений мало. Редкие включения CO_2 и CH_4 обнаружены только в двух образцах; преобладают включения рассолов. Состав включений представлен в табл. 1, содержание солей во включениях рассолов продемонстрировано на рис. 2, фотография включений на рис. 3.

В *ps*-включениях рассолов CaCl₂ преобладает над NaCl при широком диапазоне общего содержания солей 5–27 мас. %. Иногда рядом присутствовали редкие *ps*-включения рассола низкой солености 3–6 мас. % NaCl. Присутствуют редкие *p*-включения CO₂ (T_h – 32 и –42°C), *ps*-включения CO₂ с примесью CH₄ и *ps*-включения CH₄, которые располагались в одних линейных зонах с включениями рассолов. Кальцит обнаружен во включениях CO₂ и включениях рассолов низкой солености.

Тип-2. Включения в метасоматических Qz породах с повышенным содержанием графита

В этом типе пород особенно много флюидных включений. Состав включений представлен в табл. 1, содержание солей во включениях рассолов продемонстрировано на рис. 2, фотографии включений на рис. 3. В одной и той же линейной зоне и скоплениях могут присутствовать разные ассоциации сингенетичных *p*- и *ps*-включений: CO₂, CH₄, рассол, рассол + CO₂ ± галит ± *Cal*.

Включения с CO_2 и CH_4 . Включения CH_4 заметно преобладают над включениями CO_2 . Хотя в ряде образцов (ЕЗ-1, ЕЗ-1а, ЕЗ-1б) с относительно меньшим содержанием графита (темно-серые относительно однородные или контрастные по цвету отчетливо полосчатые породы) больше *ps*-включений CO_2 с примесью CH_4 . В этих включениях T_m занижена до -59° С. Только в одном образце встречены включения CO_2 . Присутствуют *ps*-включения CO_2 , содержащие воду.

В образцах Е5, Е6, К8 с высоким содержанием графита (относительно однородные черные или пятнисто-полосчатые темно-серые/черные бластомилонитовые породы) преобладают p- и ps-включения CH₄ с примесью CO₂. Присутствуют включения CO₂ с примесью CH₄. Во включениях с CH₄ при охлаждении не наблюдалось образование твердых фаз и при нагревании после охлаждения гомогенизация наблюдалась в жидкую и газовую фазы. Также присутствуют чистые включения СН₄ без СО₂. В ряде образцов с СН₄ включениями обнаружены C₂H₆ и более тяжелые углеводороды C_nH_m без конкретизации, а в одном из образцов – H₂. В единичных *p*-включениях $CO_2 T_h$ в жидкость от -41 до -38°C, во многочисленных ps-включениях CO₂ пик $T_{\rm h}$ в жидкость около 0°С, в редких *ps*-включениях \ddot{CO}_2 T_h в газ от -25 до $-5^{\circ}C$. Во многочисленных

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 № 4 2024

и преобладающих по количеству *ps*-включениях $CH_4 T_h$ в жидкость от -74 до $-56^{\circ}C$, T_h в газ от -50 до $-28^{\circ}C$. Кальцит обнаружен во включениях CO_2 , в том числе во включениях рассолов с CO_2 .

Включения рассолов с NaCl и CaCl₂. В образцах с разным содержанием Gt много ps-включений высокой солености с галитом и газовым пузырем, встречаются *р*-включения. В таких включениях гомогенизация в жилкую фазу наблюдалась при температуре ниже температуры растворения галита. В них обычно присутствуют карбонаты. Часть *p*-и *ps*-включений с галитом содержит CO₂, также часто присутствуют карбонаты. Полную гомогенизацию включений (растворение углекислоты) не всегда удавалось получить из-за декрепитации включений. Растворение галита наблюдалось при температурах от 93 до 440°С. Наибольшие температуры растворения галита от 270 до 440°С наблюдались во включениях, не содержащих и содержащих углекислоту, в наиболее богатых Gt черных по цвету образцах Е5, Е6, К8. В таких включениях выделяются два кластера с разным соотношением солей: в одном CaCl₂ преобладает над NaCl с общей соленостью ~40 мас. %, в другом NaCl преобладает над CaCl₂ с общей соленостью ~60 мас. %. Также присутствуют ps-включения с NaCl низкой-средней солености (2-19 мас. %).

Тип-3. Включения в Ку-Qz жилах с околожильными метасоматитами

Много флюидных включений. Состав включений представлен в табл. 1, содержание солей во включениях рассолов продемонтрированы на рис. 4, фотографии включений на рис. 5. В одних и тех же линейных зонах и скоплениях обнаружены *ps*-включения рассолов (две соли и только NaCl) и *p*-, *ps*-включения CO₂, как в *Qz*, так и в *Ky* (их мало), рассол + CO₂ ± галит ± *Cb*.

Включения в жилах

Включения с CO_2 и CH_4 . Преобладают чистые *ps*-включения CO_2 , реже *p*-включения CO_2 (T_m 57– 58°C) с T_h в жидкость от -57 до -27°C. В крупных кристаллах кианита единичные *ps*-включения CO_2 также гомогенизируют в жидкость. Присутствуют редкие *ps*-включения CO_2 с примесью CH_4 с занижением T_h до -62°C и единичные включения CH_4 с примесью CO_2 . Присутствуют включения CO_2 с H_2O .

Включения рассолов с NaCl и CaCl₂. В редких включениях с двумя солями преобладает CaCl₂. В *ps*-включениях повышенной солености с галитом и газовым пузырем, не содержащих и содержащих CO₂, растворение галита происходило при 135 и 150°С. Гомогенизация в жидкость наблюдалась при температуре, ниже температуры растворения



Рис. 4. Фото образцов разных типов пород и содержание солей во включениях рассолов. Тип-3: (а) и (б) – Ky-Qz жила с околожильным метасоматитом и содержание солей (желтые кружки – включения только с NaCl). Тип-4: (в) и (г) – метасоматические Ky породы и содержание солей (желтые кружки – включения только с NaCl). Тип-5: (д) – анхимономинеральная Qz жила, (е) – околожильная зона ~0–5 см, (ж) – содержание солей в Qz жилы (желтые кружки – включения только с NaCl).



Рис. 5. Фото включений в исследованных типах пород. BR – рассол, H – галит, L – жидкая фаза, V – газовая фаза. Тип-3: (а) – ассоциация *ps*-включений рассола, рассола с H и *Cal*, включений CO₂ в *Ky-Qz* жиле, обр. Б880-6а; (б) – *ps*-включение CH₄ среди включений CO₂ в околожильном метасоматите, обр. Б880-66; (в) – *ps*-включение CO₂ в околожильном метасоматите, обр. Б884-18. Тип-4: (г) – *ps*-включения рассола с H, обр. Б901-6; (д) – *p*-и *ps*-включения CO₂, обр. Б901-6. Тип-5: (е) – ассоциация *ps*-включений рассола и включений CO₂, рядом группа *p*-включений CO₂, обр. Б926-3.
галита. В таких включениях повышенной солености CaCl₂ преобладает над NaCl при общей солености ~40 мас. %. Присутствуют и *ps*-включения с одной солью NaCl низкой—средней солености (3–15 мас. %).

Включения в околожильных метасоматитах

Включения с $CO_2 u CH_4$. Преобладают включения CO_2 , меньше включений рассолов. Обычны многочисленные *p*- и *ps*-включения CO_2 как с примесью CH_4 , так и чистые CO_2 . Иногда присутствует примесь N_2 . Во включениях CO_2 с примесью CH_4 занижение T_m до -63° С. Первичные включения CO_2 с T_h в жидкую фазу от -30 до $+20^{\circ}$ С. Преобладают *ps*-включения с T_h в жидкую фазу от -58 до $+15^{\circ}$ С. В крупных кристаллах кианита единичные *ps*-включения CO_2 с T_h в жидкую фазу от +5 до $+30^{\circ}$ С. Включения CH_4 отсутствуют. Только в одном образце обнаружены *ps*-включения CO_2 , содержащие примесь CH_4 и N_2 и единичные включения CH_4 с примесью N_2 .

Включения рассолов с NaCl и CaCl₂. В немногочисленных *ps*-включениях с двумя солями преобладает CaCl₂. Включения рассола и CO₂ встречаются в одних линейных зонах включений.

Тип-4. Включения в метасоматических Qz-содержащих Ку породах

Много флюидных включений. Состав включений представлен в табл. 1, содержание солей во включениях рассолов продемонстрировано на рис. 4, фотографии включений на рис. 5. В одних и тех же скоплениях и линейных зонах обычно присутствие *p*- и *ps*-включений рассолов и $CO_2 \pm \pm$ галит $\pm Cb$. Также обычно присутствуют *ps*-включения NaCl низкой солености.

Включения с $CO_2 u CH_4$. Во всех образцах обычны многочисленные *p*- и *ps*-включения CO_2 . Включения CO_2 практически чистые, без примесей CH₄, с T_m около -57° С. Во включениях CO_2 в кианите присутствует кальцит. Реже встречаются включения CO_2 с примесью CH₄. Единичные включения CH₄ определены только в одном образце. Во многочисленных *p*-включениях $CO_2 T_h$ в жидкую фазу от -16 до $+20^{\circ}$ С, во многочисленных *ps*-включениях $CO_2 T_h$ в жидкость от -10 до $+28^{\circ}$ С, в редких *ps*-включениях $CO_2 T_h$ в газ от +14 до $+24^{\circ}$ С.

Включения рассолов с NaCl и CaCl₂. Много ps-включений с двумя солями с незначительным преобладанием CaCl₂. В одном образце присутствуют p- и ps-включения повышенной солености с галитом и включения с галитом и с CO₂. Растворение галита происходило при 130 и 155°С. В таких включениях CaCl₂ преобладает над NaCl при общей солености ~40 мас. %. Гомогенизация в жидкую фазу наблюдалась при температуре, ниже температуры растворения галита. Также обычно присутствуют *рs*-включения с NaCl низкой солености.

Кальцит обнаружен во включениях CO_2 в кварце и в кианите, а также во включениях рассолов низкой солености (1–12 мас. %).

Тип-5. Включения в анхимономинеральных Qz жилах

Много флюидных включений: *p*- и *ps*-включения CO₂ и *ps*-включения рассолов встречаются совместно. Состав включений представлен в табл. 1, содержание солей во включениях рассолов продемонстрированно на рис. 4, фотографии включений на рис. 5.

Включения с CO_2 . Преобладают *p*-включения CO_2 без примеси CH_4 с T_h в жидкую фазу от -57 до -41°С. Много и *ps*-включений такого же состава и с близкой T_h . Очень редкие единичные включения с примесью метана. Включений с преобладанием CH_4 или чисто CH_4 включений не обнаружено.

Включения рассолов с NaCl и CaCl₂. Присутствуют *ps*-включения с двумя солями низкой солености с незначительным преобладанием CaCl₂ и средней солености за счет заметного преобладания CaCl₂ при общей солености ~25 мас. %. Также обычно присутствуют *ps*-включения NaCl низкой солености (6–9 мас. %).

ТЕРМОБАРОМЕТРИЯ

Методы оценки Р-Т условий

Для оценки *P*-*T* условий выбран метод мультиравновесной термобарометрии с оценкой степени неравновесности минеральной ассоциации avPT (Powell, Holland, 1994), реализованный в программе THERMOCALC с базами термодинамических данных для метаморфических пород версии 3.40 (ds622) (Powell, Holland, 1988; Holland, Powell, 1998). Для целей исследования важно то, что база данных программы TERMOCALC содержит модель твердого раствора ставролита, а сам метод позволяет провести реалистичную оценку погрешности *P-T* определения. Погрешность *P-T* оценок методом avPT определяется параметрами, рассчитываемыми программными средствами (Powell, Holland, 1994): два sd (стандартные отклонения по температуре и давлению) и sigmafit (fit). Параметр fit характеризует степень согласования трех и более линейно независимых реакций. В идеальном случае на *P*–*T* плоскости все реакции (равновесия) должны пересечься в одной точке (пучок линий), которая при данном составе равновесных минералов будет соответствовать искомым P и T, в этом случае параметр fit будет равен 0. Возможности метода avPT существенно расширены в использованных нами программах TC-Comb (версия 1.1) и TriQuick

Порода	Ассоциация	<i>Р</i> , кбар	<i>T</i> , °C	fit	IR
Гнейс	<u>QzPlBtGrtStKyMs</u>	7.7	671	0.20	5
Гнейс	<u>Qz.PlBtGrtKyIlmRt</u>	7.4	636	0.32	4
Сланец	<u>Qz.PlBtGrtStMsChlIlmRt</u>	6.0	583	0.13	5
Сланец	<u>QzPlMsBtGrtKy</u>	6.9	580	0.27	4
Амфиболит	<u>Qz.PlGrtHblIlmRt</u>	6.9	567	0.00	3
Амфиболит	<u>QzPlGrtHblIlmRt</u>	6.4	559	0.00	3
Метасоматический <i>Ky-Qz</i> бластоми- лонит черный (<i>Gt</i>)	<u>QzKy</u> (+St <u>GrtPlMsBt</u> Tt)	7.6	551	0.09	3
То же	To же $+H_2O$	7.5	560	0.05	4
Метасоматит массивный черный, бо- гатый <i>Qz</i> и <i>Gt</i>	<i>QzStGrt</i> (+ <i>PlMsBt</i> ±Ky)	6.5	550	0.04	4
То же	To же $+H_2O$	6.5	549	0.03	5
Метасоматический кварцит без Gt	<u>QzKy</u> (+ <u>GrtMsBtPlIlmRt</u>)	5.9	499	0.03	4
	Порода Гнейс Гнейс Сланец Сланец Амфиболит Амфиболит Метасоматический <i>Ку-Qz</i> бластоми- лонит черный (<i>Gt</i>) То же Метасоматит массивный черный, бо- гатый <i>Qz</i> и <i>Gt</i> То же Метасоматический кварцит без <i>Gt</i>	ПородаАссоциацияГнейс $QzPlBtGrtStKyMs$ Гнейс $QzPlBtGrtStKyMs$ Сланец $QzPlBtGrtStMsChIIImRt$ Сланец $QzPlBtGrtStMsChIIImRt$ Сланец $QzPlMsBtGrtKy$ Амфиболит $QzPlGrtHbIImRt$ Амфиболит $QzPlGrtHbIImRt$ Амфиболит $QzPlGrtHbIImRt$ Одит черный (Gt) $QzKy$ (+StGrtPlMsBtTt)То жеTo же + H ₂ OМетасоматит массивный черный, бо- гатый Qz и Gt To же + H ₂ OМетасоматический кварцит без Gt $QzKy$ (+GrtMsBtPlIImRt)	ПородаАссоциация $P,$ кбарГнейс $QzPlBtGrtStKyMs$ 7.7Гнейс $QzPlBtGrtStKyImRt$ 7.4Сланец $QzPlBtGrtStMsChIIImRt$ 6.0Сланец $QzPlBtGrtStMsChIIImRt$ 6.9Амфиболит $QzPlGrtHbIIImRt$ 6.9Амфиболит $QzPlGrtHbIIImRt$ 6.4Метасоматический Ky - Qz бластоми- лонит черный (Gt)7.6То жеТо же + H ₂ O7.5Метасоматит массивный черный, бо- гатый Qz и Gt $QzStGrt$ (+ $PlMsBt$ tKy)6.5То жеТо же + H ₂ O6.5Метасоматический кварцит без Gt $QzKy$ (+ $GrtMsBtPIIImRt$)5.9	ПородаАссоциация $P,$ кбар $T, °C$ Гнейс $QzPIBtGrtStKyMs$ 7.7671Гнейс $QzPIBtGrtStKyIlmRt$ 7.4636Сланец $QzPIBtGrtStMsChIImRt$ 6.0583Сланец $QzPIMsBtGrtKy$ 6.9580Амфиболит $QzPIGrtHbIIImRt$ 6.9567Амфиболит $QzPIGrtHbIIImRt$ 6.4559Метасоматический Ky - Qz бластоми- лонит черный (Gt) To же + H ₂ O7.5560Метасоматит массивный черный, бо- гатый Qz и Gt To же + H ₂ O6.5550То же To же + H ₂ O6.5549Метасоматический кварцит без Gt $QzKy$ (+ $GrtMsBtPIIImRt$)5.9499	ПородаАссоциация $P,$ кбар $T,$ °CfitГнейс $QzPIBtGrtStKyMs$ 7.76710.20Гнейс $QzPIBtGrtKyIlmRt$ 7.46360.32Сланец $QzPIBtGrtStMsChIIImRt$ 6.05830.13Сланец $QzPIBtGrtStMsChIIImRt$ 6.95800.27Амфиболит $QzPIGrtHbIIImRt$ 6.95670.00Амфиболит $QzPIGrtHbIIImRt$ 6.45590.00Метасоматический Ky - Qz бластоми- лонит черный (Gt) To же + H ₂ O7.55600.05Метасоматит массивный черный, бо- гатый Qz и Gt To же + H ₂ O6.55500.04То же To же + H ₂ O6.55490.030.03Метасоматический кварцит без Gt $QzKy$ (+ $GrtMsBtPIIImRt$)5.94990.03

Таблица 2. *Р-Т* параметры исследованных образцов метаморфических и метасоматических пород Больших Кейв

Примечание. Подчеркнуты минералы, использованные в расчетах. В скобках второстепенные минералы. fit – степень согласованности линейно независимых реакций, IR – число независимых реакций.

(Доливо-Добровольский, 2012, 2013). В них применен комбинаторный подход к решению проблемы поиска равновесных составов при наличии большого количества аналитических данных, а также визуализация результатов вычислений на P-T диаграммах.

Мультиравновесная термобарометрия и барометрия по включениям CO₂

При выборе образцов для исследования было обращено внимание на то, что большинство метаморфических линзовидно-полосчатых сланцев и гнейсов очень неоднородны по составу и структуре. Микроструктурные наблюдения обнаруживали в них признаки перекристаллизации матричных минералов (укрупнение зерен, реакционные структуры) и присутствие порфиробластов главных минералов разных генераций.

Наибольшие температуры (~650°С) обнаружены в полиминеральных ассоциациях, отвечающих дивариантному равновесию $Q_z + M_s + St = Ky + Grt +$ $+ Bt + H_2O$. Сланцы с ассоциацией этих минералов представляют собой полосчатые породы с зонами и участками перекристаллизации первичной более мелкозернистой Q_z - M_s -Ky-St-Bt матрицы, в которых появляются порфиробласты биотита новой генерации в ассоциации с Ky и Grt (например, рис. 2a). Локальные участки с новообразованным биотитом и гранатом демонстрировали наиболее высокие температуры.

При этом нельзя не отметить, что ряд исследователей рассматривали сланцы Больших Кейв только в рамках единой метаморфо-метасоматической системы, считая все сланцы или частично или полностью метасоматически и гидротермально переработанными под воздействием флюидов (например, Дуденко, 1981; Жданов и др., 1983). Тем не менее выбранные образцы были исследованы как типичные представители разных групп пород.

В результате получены следующие интервалы вариаций *P-T* параметров: для метаморфических сланцев и гнейсов с признаками поздней (более высокотемпературной) локальной перекристаллизации 7.7–6.0 кбар и 670–580°С, для метасоматических кварцевых пород, обогащенных графитом (тип-2), 6.5–7.6 кбар и 550°С, для метасоматических кварцевых пород без видимого графита (тип-3 и тип-4) 5.9 кбар и 500°С (табл. 2, рис. 6).

Поскольку среди гнейсов и сланцев не удалось выбрать разновидности, совсем не затронутые перекристаллизацией и разнообразными метасоматическими изменениями, то для оценки *P-T* неизмененных метаморфических пород были привлечены амфиболиты, залегающие среди гнейсов и сланцев. Для образцов из центральных частей тел амфиболитов, не затронутых наложенными процессами перекристаллизации и метасоматоза, получены *P-T* оценки: 6.4–6.9 кбар и 560–570°С (табл. 2).

Погрешность полученных P-T оценок методом avPT (параметры sd) варьировала от 0.7 до 1.2 кбар и от 20 до 96°С. Примеры результатов расчета P-Tпараметров приведены на рис. 7.

Величины активности воды по равновесным минеральным парагенезисам методом avPT



Рис. 6. *Р-Т* условия образования исследованных метаморфических и метасоматических пород гнейсово-сланцевой толщи тектонического покрова Большие Кейвы. Условные обозначения типов пород как на рис. 1. Метаморфические фации: GS – зеленосланцевая, AM – амфиболитовая, GR – гранулитовая, EC – эклогитовая (Bushmin, Glebovitsky, 2016). Прерывистая красная линия – обобщенный *P-T* тренд ретроградного изменения условий образования пород. 1 – область *P-T* параметров ($P \sim 7-6.5$ кбар, $T \sim 525-500$ °C) *Ку-Qz* жил с околожильными метасоматитами (тип-3) по (Бушмин и др., 2011б); 2 – область декомпрессии (6.8–3.4 кбар при ~500°C) по данным микротермометрии включений CO₂ (табл. 3) в *Ку-Qz* жилах с околожильными метасоматитами (тип-3), *Qz-Кy* жилах, прожилковых зонах (тип-4) и анхимономинеральных *Qz* жилах (тип-5).

удалось рассчитать только в черных по цвету, богатых графитом метасоматических кварцевых породах (тип-2) по двум образцам: $E6-2 - a_{H_2O} = 0.45-$ 0.62, среднее 0.54, и Б911–2а $- a_{H_2O} = 0.43-0.48$, среднее 0.46.

На основании полученных значительных вариаций *P-T* параметров мы предположили, что на более холодную (550–570°С) метаморфическую толщу Больших Кейв в рассматриваемой геологической ситуации изначально воздействовал внешний более горячий флюидный поток (~650°С). В процессе фильтрации и охлаждения потока в широком *P-T* интервале формировались частично перекристаллизованные и метасоматизированные гнейсы и сланцы и, наконец, тела богатых графитом кварцевых метасоматических пород.

Дополнительно оценки давления получены для всех типов метасоматических и жильных пород по p-и ps-включениям CO2, исходя из температуры гомогенизации СО₂, измеренной методом микротермометрии и из независимой оценки температуры образования пород, полученной методом мультиравновесной термобарометрии. Давление рассчитывалось в соответствии с линиями постоянной плотности СО₂ (изохорами), определенной по температуре гомогенизации включений. Изохоры построены для наиболее плотных первичных включений (как с наибольшей вероятностью сохранивших условия захвата флюида) (табл. 3). В первую очередь, эти оценки оказались необходимой информацией для пород типа-4 и типа-5, представленных моно- и маломинеральными породами. Полученные данные указывают на условия декомпрессии

от 6.8 до 3.5 кбар при формировании поздних генераций метасоматитов и кварцевых жил.

Таким образом, на основе метода мультиравновесной термобарометрии и плотности включений CO_2 был реконструирован ретроградный *P-T* тренд для метаморфических и метасоматических пород Больших Кейв, по-видимому, отражающий историю эволюции пород при их эксгумации в верхнюю кору (рис. 6).

Сравнение данных по а_{Н2О} (минеральные равновесия) и содержанию солей (включения) со свойствами модельного флюида

Для пород тип-2 по образцам Е6, Е5, К8 методом avPT был получен набор пучков с высокой сходимостью (параметр fit), в среднем дающих температуру 560°С и давление 7.5 кбар (например, обр. Е6-2 на рис. 6). Среднее значение активности воды для этих образцов (0.45-0.62) составило $a_{H_{2}O} = 0.54$. Исследования включений рассолов оценили относительное содержание NaCl и CaCl₂ (табл. 1). В выбранных образцах присутствует компактная группа водно-солевых включений, содержащих 14.2-45.1 мас. % NaCl и 14.1-25.2 мас. % CaCl₂. Соответствующие мольные доли этих солей для флюида H_2O -NaCl-CaCl₂: NaCl от $x_{NaCl} = 0.062$ до $\dot{x}_{\text{NaCl}} = 0.252$, CaCl₂ от $x_{\text{CaCl}_2} = 0.040$ до $x_{\text{CaCl}_2} = 0.064$. Суммарная соленость (в мольных долях) для системы H₂O-NaCl-CaCl₂ колеблется в пределах от $x_{salt} = 0.143$ до $x_{salt} = 0.299$ (табл. 1) при средней величине $x_{salt} = 0.221$. Отношение средней мольной доли NaCl ($x_{NaCl} = 0.166$) к средней мольной солености составляет $x_r = 0.75$. Помимо включений рассолов



Рис. 7. Примеры результатов расчета *P-T* параметров методом avPT типичных образцов исследованных типов пород. (а, б) – метаморфические гнейс и сланец; (в, г, д) – метасоматические кварцевые породы с повышенным содержанием графита; (е) – метасоматический *Ky* кварцит.

в образцах присутствуют включения CO₂, не содержащие и содержащие H₂O. Совместное присутствие этих двух типов включений позволяет предположить их образование из гомогенного флюида, испытавшего распад на две фазы при снижении *P-T* параметров до значений, определенных нами для этих образцов, т.е. T = 560°C, P = 7.5 кбар.

С целью сравнения природных и модельных свойств флюида построена фазовая диаграмма с теоретическим сольвусом (толстая синяя линия) для флюида H_2O-CO_2 -NaCl-CaCl₂ при 560°С и 7.5 кбар и соотношении мольных долей NaCl и CaCl₂ (общая соленость 75% NaCl и 25% CaCl₂, рис. 8). Мольные доли компонентов в четверной системе H_2O -NaCl-CaCl₂-CO₂ здесь и далее будут обозначаться как y_{H_2O} , y_{CO_2} , y_{NaCl} , y_{CaCl_2} . При $y_{CO_2} = 0$, что графически соответствует левой стороне треугольника составов, $y_{NaCl} = x_{NaCl}$, $y_{CaCl_2} =$

Номер образца	Генерация включений	$T_{\rm h}$, °C	Плотность, см ³ /гр	500°C	550°C
Тип 2. Вклю	чения в метасома	тических Qz поро	одах с повышеннь	им содержанием г	рафита
К8-д	p	-41	0.88	6.2	6.5
Тип .	3. Включения в <i>К</i> у	<i>v-Qz</i> жилах с окол	южильными мета	соматитами (MS)	
Б880-7 (жила)	ps	-57	0.85	6.8	7.3
Б880-2 (MS)	р	-27	0.94	5.1	5.5
Б884-2 (край жилы)	р	-38	0.99	5.8	6.2
Б884-1 (MS)	р	-2	1.09	3.4	3.7
Т	ип 4. Включения	в метасоматичес	ких <i>Qz</i> -содержащи	их <i>Ку</i> породах	
Б891	р	-16	0.99	4.3	4.7
Б901-1	р	4	1.10	3.4	3.6
Б901-4	р	-2	1.07	3.6	3.9
Б901-6	ps	-7	1.04	3.8	4.1
A355-2	ps	-4	1.05	3.7	4.0
	Тип 5. Вклю	чения в анхимон	оминеральных Qz	<u>д</u> жилах	
Б926-1 (жила)	ps	-41	0.88	6.2	6.5
Б926-3 (жила)	р	-57	0.85	6.8	7.3
Б926-3а (край) <i>Qz-St</i> зона	р	-31	0.93	5.3	5.7

Таблица 3. *P*-*T* условия захвата CO₂ включений с *P*-*T* координатами изохор в разных типах исследованных пород

Примечание. *P*-*T* условия захвата включений выделены жирным шрифтом. *p* – первичные включения, *ps* – первично-вторичные включения. *T*_h – температура гомогенизации включений CO₂.



Рис. 8. Сечение фазовой диаграммы флюидной системы H₂O-NaCl-CaCl₂-CO₂ через вершины H₂O-CO₂-отношение солей. *у*_{salt} – мольные доли общей солености в четверной системе, y_{CO_2} – мольные доли CO_2 в четверной системе. Сольвусы и фазовые поля при $T = 560^{\circ}$ C, P = 7.5 кбар и $x_r = 0.75$ (отношение мольной доли NaCl к суммарной мольной доле соли). Цифры обозначают области (поля) различного фазового состава: 1 – гомогенный флюид, 2 – две сосуществующие флюидные фазы, 3 – две флюидные фазы, сосуществующие с твердой фазой NaCl (границы обозначены для $T = 560^{\circ}$ C, P = 7.5 кбар, $x_r = 0.75 -$ жирные зеленые линии). Тонкие черные линии соединяют точки сольвуса с одинаковыми активностями воды. **a** $-x_{salt} = 0.299$, **b** $-x_{salt} = 0.143$, $c - x_{salt} = 0.221 - точки максимальной, минималь$ ной и средней солености водно-солевого флюида в обр. Еб, Е5, К8.

= x_{CaCl_2} , $y_{H_2O} = x_{H_2O}$. В противном случае мольные доли четверной системы, соответствующие x_{NaCl} , x_{CaCl_2} , x_{H_2O} , линейно снижаются с ростом y_{CO_2} .

Красные залитые кружки на левой стороне треугольника составов (рис. 8), обозначенные как **a**, **b** и **с**, соответствуют приведенным выше значениям солености водно-солевой составляющей природного флюида (флюидные включения). Точка **а** отвечает максимальной солености $x_{salt} = 0.299$ (в мольных долях), точка **b** соответствует минимальной



Рис. 9. Относительное присутствие в кварце включений газов (CO₂ и CH₄) и рассолов (H₂O, соли с учетом мас. % солей) в исследованных типах пород: (а) тип-1, (б) тип-2, (в) тип-3, (г) тип-4, (д) тип-5.

солености $x_{salt} = 0.143$, точка **с** отвечает средней солености $x_{salt} = 0.221$. Прерывистые линии соединяют их с точками на сольвусе, отвечающими тем же составам водно-солевой части флюида. Активность воды для этих точек на сольвусе составляет: $a_{H_{2O}} = 0.46$ для **a**, $a_{H_{2O}} = 0.59$ для **b** и $a_{H_{2O}} = 0.53$ для **c**. Тонкие черные линии на рис. 8 соединяют точки, соответствующие составам **a**, **b** и **c**, с точками на нижней ветви сольвуса, где активность воды имеет те же значения, что и в точках **a**, **b** и **c**. Эти точки на нижней ветви сольвуса соответствуют составам богатого CO₂ и не содержащего солевую составляющую флюида, равновесного с высокосоленым флюидом **a**, **b** и **c**. Последнее мы отождествляем с углекислотными включениями, найденными в исследованных образцах.

Следует отметить хорошее соответствие природных и модельных данных как в отношении вариаций $a_{\rm H_2O}$, так и для усредненной по солености точки **с** и $a_{\rm H_2O} = 0.54$.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Главные типы флюидных включений и их ассоциации

В метаморфических сланцах и гнейсах с графитом (тип-1), по сравнению с другими типами пород, включений мало. В них преобладают водно-солевые включения, а включения СО₂ и СН₄ редки. Во всех других типах исследованных пород (тип-2-тип-5), имеющих отчетливые геологические и минералогические отличия, включений много и они образуют близкие или одинаковые по фазовому составу ассоциации включений рассолов и газов, более редких первичных и преобладающих первично-вторичных. Эти ассоциации отличаются, главным образом, относительным содержанием CO₂, CH₄ и главных солей NaCl и CaCl₂. Включения в кварце, реже в кианите, представлены почти чистыми включениями СО₂ и/или включениями СО₂ с примесью СН₄, почти чистыми включениями CH₄ и/или включениями CH₄ с примесью CO₂, и включениями рассолов с двумя солями или одной солью NaCl. Во всех типах пород, кроме метаморфических гнейсов и сланцев, встречались углекислотно-водные включения с разным соотношением

 CO_2 и H_2O . Они обычно среди включений CO_2 без видимой H_2O и рассолов.

Эти ассоциации включений сосуществуют в одних и тех же генерациях ранних включений: более ранних первичных и преобладающих первично-вторичных в виде скоплений и линейных зон. Поэтому мы считаем их сингенетичными, возникшими (а) при распаде условно первичного гомогенного флюида близко к началу образования породы, и (б) при продолжавшемся дальнейшем распаде в термоградиентном поле захваченных включений. В пользу последнего свидетельствует тенденция к появлению все более "чистых" монофазных включений либо газов, либо рассолов (например, Бушмин и др., 2020 и ссылки в этой работе).

Установленные различия в составе флюидов в разных типах пород, записанные во флюидных включениях, обнаруживают, начиная от пород типа-2, тенденцию к уменьшению содержания метана, вплоть до его отсутствия в типе-5, где в газовых включениях остается только СО2. Также падает общая соленость включений рассолов. Такие изменения состава наблюдаемых водных флюидов от пород типа-2 к породам типа-5 при снижении Р-Т, по-видимому, происходят при поступлении новых внешних флюидов в комплекс пород Большие Кейвы в процессе эксгумации в верхнюю кору (рис. 9). Полученные данные свидетельствуют и о том, что во всех типах пород соотношения двух солей меняются по-разному, не обнаруживая тенденции к последовательному изменению, при этом обращает на себя внимание постоянное присутствие включений рассолов NaCl средней-низкой солености.

Фазовое расслоение флюида при вскрытии захваченных включений рассола во время снижения P-T при эксгумации пород

Обобщив все данные, полученные по флюидным включениям, мы обратили внимание на систематическое присутствие во всех типах исследованных пород, наряду с включениями рассолов высокой солености, состоящих из двух солей, и на присутствие включений рассолов с одной солью



Рис. 10. Включения в породах типа-2. Серые кружки – водно-солевые составы исследованных флюидных включений в обр. Е3 (а) и Е5, Е6, К8 (б). Цветные символы – составы флюидов исходных включений и соответствующие им составы расслоенных флюидов. Точки, соответствующие составам флюидов исходных включений дополнительно отмечены знаком + того же цвета. Составы модельных флюидов исходных включений (y – мольные доли компонентов в четверной системе H₂O-NaCl-CaCl₂-CO₂), *P-T* параметры, при которых произошло фазовое расслоение: 1. $y_{H_2O} = 0.719$, $y_{CO_2} = 0.197$, $y_{NaCl} = 0.049$, $y_{CaCl_2} = 0.035$, $T = 320^{\circ}$ С, P = 2 кбар;

поптов в четвернои системе Π_2 O-INaCI-CaCI₂-CO₂), *P*-*T* параметры, при котори 1. $y_{H_2O} = 0.719$, $y_{CO_2} = 0.197$, $y_{NaCI} = 0.049$, $y_{CaCI_2} = 0.035$, $T = 320^{\circ}$ С, P = 2 кбар; 2. $y_{H_2O} = 0.712$, $y_{CO_2} = 0.205$, $y_{NaCI} = 0.043$, $y_{CaCI_2} = 0.040$, $T = 320^{\circ}$ С, P = 2 кбар; 3. $y_{H_2O} = 0.736$, $y_{CO_2} = 0.184$, $y_{NaCI} = 0.038$, $y_{CaCI_2} = 0.042$, $T = 320^{\circ}$ С, P = 2 кбар; 4. $y_{H_2O} = 0.653$, $y_{CO_2} = 0.237$, $y_{NaCI} = 0.090$, $y_{CaCI_2} = 0.020$, $T = 500^{\circ}$ С, P = 4 кбар; 5. $y_{H_2O} = 0.614$, $y_{CO_2} = 0.222$, $y_{NaCI} = 0.140$, $y_{CaCI_2} = 0.024$, $T = 500^{\circ}$ С, P = 4.3 кбар; 6. $y_{H_2O} = 0.522$, $y_{CO_2} = 0.391$, $y_{NaCI} = 0.072$, $y_{CaCI_2} = 0.016$, $T = 470^{\circ}$ С, P = 2 кбар.

NaCl средней-низкой солености (рис. 2в, 2ж, 4б, 4г, 4ж). Мы предположили, что включения низкой солености могут быть продуктами фазового расслоения водно-солевых включений на две несмесимые фазы различного состава при их вскрытии и перемещении в новые структурные полости кварца на фоне продолжавшегося стресса в сочетании со снижением Р-Т параметров в процессе эксгумации пород. Вследствие различия в свойствах смачивания этими образовавшимися флюидами стенок микротрещины естественно ожидать пространственное разделение этих флюидных фаз по различным первично-вторичным включениям. В случае же контакта с межзерновым пространством будет происходить дальнейшая модификация состава включений. Еще более сложная картина должна возникать при многократном открытии включений. Подробный анализ событий открытия включений в ходе подъема пород к поверхности требует прецизионного исследования большого числа включений. Однако общие черты разделения флюидных фаз при преобразовании захваченных включений могут быть показаны на примере включений в минералах из пород типа-2 и типа-4.

Этот возможный процесс расслоения рассмотрим на основе численного моделирования в рамках термодинамической модели четверной системы H_2O -NaCl-CaCl₂-CO₂ (Иванов, 2023) на примере пород типа-2 и типа-4. Присутствие CO₂ является необходимым условием распада гомогенного флюида на несмесимые фазы в указанной четверной системе. Отсутствие информации о реальном содержании углекислого газа предопределило относительно произвольный выбор мольной доли CO₂ по солености исходного флюида во включениях (примеры приведены в подписях к рис. 10 и 11) для перехода в четверную систему с CO₂, величина которой ограничена гомогенностью флюида в исходных включениях при *P*-*T* условиях захвата.

На рис. 10 в двух разных масштабах серыми кружками показаны составы флюидных включений H_2O -NaCl-CaCl₂ для пород типа-2, а на рис. 11 — для пород типа-4. Из них выбраны для исследования составы, отмеченные крестами. Исходные параметры: 550°С, 7 кбар для пород типа-2 и 500°С, 4.0 кбар для пород типа-4. Затем производился расчет состава флюида до более низких параметров с выраженным распадом исходного флюида на две флюидные фазы контрастного состава. Состав этих новообразованных фаз обозначен на рис. 10 и 11 теми же цветными символами, верхним и нижним, но без крестов. Примеры состава исходных включений и *P-T* условия их фазового расслоения приведены в подписи к рис. 10 и 11.

Одна из полученных модельных фаз сопоставима по составу с включениями рассола с NaCl низкой солености (рис. 10 и 11), куда переходит основная доля исходного CO₂. На рис. 10а и 106 мольная доля CO₂ в таких новообразованных малосоленых включениях составляет: 1. $y_{CO_2} = 0.536$; 3. $y_{CO_2} = 0.521$; 4. $y_{CO_2} = 0.541$; 5. $y_{CO_2} = 0.628$; 6. $y_{CO_2} = 0.580$. На рис. 11 в новообразованном малосоленом включении $y_{CO_2} = 0.384$.

Вторая модельная фаза сопоставима с включениями рассолов высокой солености с преобладанием CaCl₂ над NaCl (рис. 10 и 11) или преобладанием NaCl над CaCl₂ (рис. 106), куда переходит остаток CO₂. На рис. 10 мольная доля CO₂ в таких новообразованных включениях наибольшей солености составляет: 1. $y_{CO_2} = 0.046$; 2. $y_{CO_2} = 0.042$; 3. $y_{CO_2} = 0.046$; 4. $y_{CO_2} = 0.069$; 5. $y_{CO_2} = 0.046$; 6. $y_{CO_2} = 0.015$. На рис. 11 в новообразованном высокосоленом включении $y_{CO_2} = 0.034$. Дальнейшее удаление CO₂ из включений мы объясняем последующими нарушениями их целостности и распаде при более низких *P-T* параметрах.

В процессе моделирования выяснились две особенности эволюции состава включений. Во-первых, вариации мольной доли CO_2 в составе исходного включения существенно влияют на степень разделения флюидных фаз по солености, но оказывают достаточно слабое влияние на соотношение CaCl₂ и NaCl в этих фазах. Во-вторых, сходным образом влияет на солевые составы флюидных фаз величина давления, при котором происходит открытие исходного включения.

Таким образом, на основе новой термодинамической модели многокомпонентного флюида показано, что часть из наблюдаемых включений, прежде всего включения H_2O -NaCl низкой солености и включения рассолов с двумя солями с наибольшей соленостью, могут быть продуктами эволюции состава захваченных включений при их вскрытии и гетерогенизации флюида, вызванной снижением *P*-*T* параметров во время эксгумации породы в верхнюю кору. Такие включения не всегда могут являться свидетельством поступления новых порций NaCl-флюидов низкой солености.

Свойства флюидов вдоль обобщенного ретроградного P-T тренда, отражающего P-T историю пород при эксгумации: синтез природных и модельных данных.

На рис. 12 представлены фазовые диаграммы для флюидов состава H_2O -NaCl-CaCl₂-CO₂ с их привязкой к *P-T* параметрам исследованных метаморфических и метасоматических пород вдоль обобщенного *P-T* тренда покрова Большие Кейвы. Все фазовые диаграммы получены для случая равных мольных долей CaCl₂ и NaCl во флюиде. Красными кружками в предположении $y_{CO_2} = 0$ обозначены составы водно-солевых включений



Рис. 11. Включения в породах типа-4. Состав модельного флюида исходного включения: $y_{H_{2}O} = 0.734$, $y_{CO_2} = 0.211$, $y_{NaCl} = 0.028$, $y_{CaCl_2} = 0.028$. T = 390°C, P = 1.4 кбар. См. также подпись к рис. 10.

с максимальной концентрацией соли, обнаруженные в соответствующем типе пород (табл. 1). В случае, если возможно допустить присутствие в данных включениях умеренной доли CO₂, эта точка соединена прерывистой желтой линией с точкой на сольвусе с такой же мольной долей соли в водно-солевой части четырехкомпонентного флюида.

В качестве примера важнейших параметров, характеризующих свойства флюидов, рассчитаны активность воды и плотность флюидных фаз, влияющие, например, на метаморфические и метасоматические реакции, на перенос и отложение элементов, изменяющие температуры плавления. От плотности зависит растворяющая способность растворов электролитов, а от разницы плотностей несмесимых флюидных фаз зависит степень фракционирования продуктов гидролиза солей (например, HCl и NaOH), что определяет кислотные свойства рассолов и водно-углекислотных флюидов при снижении *P-T* параметров.

На рис. 12а представлена фазовая диаграмма для пород типа-1. Максимальная величина x_{salt} в этих породах очень близка к мольной доле соли в водно-солевой части флюида с составом, соответствующим критической точке сольвуса. Однако такого сорта флюиды должны также содержать большое количество углекислого газа (не менее $y_{CO_2} = 0.3$), но включения CO₂ редки. Таким образом, метаморфогенный флюид пород типа-1 был гомогенным, существенно водным и малосоленым.

Концентрация солей в водно-солевых включениях в метасоматических породах типа-2 (рис. 12б) принципиально выше, чем в породах типа-1. Также



Рис. 12. Фазовые диаграммы флюидов вдоль обобщенного *P*-*T* тренда ретроградного изменения условий образования исследованных типов метаморфических и метасоматических пород покрова Большие Кейвы. (а) – тип-1, (б) – тип-2, (в) – тип-3, (г) – тип-4, (д) – прерывистая красная линия – обобщенный *P*-*T* тренд. Жирные синие линии – сольвусы. Обозначения фазовых полей – см. подпись к рис. 8. Незалитые кружки – критические точки сольвусов, в которых активность воды достигает максимального значения, возможного в области гетерогенного флюида. Красные кружки – максимальные мольные доли соли в водно-солевой части флюида для каждого из типов пород. Пунктирная красная линия на рисунке (а) – сольвус для *P*-*T* условий пород типа-2. a_{H_2O} – активность воды, ρ – плотность флюидных фаз (г/см³).

в породах этого типа имеется значительное число углекислотных включений в ассоциации с включениями рассолов, содержащих и не содержащих углекислоту (рис. 3). Оба эти обстоятельства приводят к сделанному выше выводу о том, что включения в породах типа-2 представляют собой гетерогенный флюид, состоящий из водно-солевой и углекислотно-водной фаз. Для случая наиболее высокой солености, представленного на рис. 126, разделение фаз является очень контрастным. Водно-солевая фаза содержит малую долю СО₂, в то время как углекислотно-водная фаза практически полностью лишена солей, а доля СО₂ в ней значительно превосходит долю воды. На рис. 12а, помимо сольвуса для максимальных Р-Т условий пород типа-1, показан также сольвус, соответствующий Р-Т условиям пород типа-2. Оба эти сольвуса практически совпадают. Как сказано выше, малосоленые включения в породах типа-1 не могли образоваться из гетерогенного флюида при *P*-*T* условиях типа-1. Верно и обратное, фазовое расслоение высоко соленых включений, найденных в породах типа-2, не могло привести к образованию

низко соленых включений, присутствующих в породах типа-1. Тем самым, отсутствует какая-либо генетическая связь между флюидами, найденными в породах типа-1 и типа-2.

В породах типа-3 и типа-4 (рис. 12в, 12г), так же как в породах типа-2, нами обнаружены как водно-солевые, так и углекислотно-водные включения (рис. 5а–5д). Концентрация солей в водно-солевых включениях здесь заметно ниже, чем в породах типа-2, но вполне достаточна для того, чтобы включения в этих типах пород происходили из гетерогенного флюида. Значительно более низкая соленость флюидов в этих породах делает сомнительной их возможную связь с флюидом пород типа-2. В то же время имеется значительное сходство между флюидами из включений в породах типа-3 и -4.

Таким образом, последовательное снижение *P-T* условий от пород типа-1 к породам типа-2, далее к типам 3 и 4, (рис. 12) сопровождается контрастной сменой состава и состояния флюидов. Происходит переход от гомогенного существенно

водно-солевого средней-низкой солености (тип-1) к гетерогенным метаново-водным высокой солености (тип-2). За этим происходит переход к углекислотно-водным высокой солености (тип-3 и -4) и, наконец, к углекислотно-водным флюидам средней-низкой солености, характерным для наиболее поздних *Qz* жил (тип-5). Вдоль ретроградного Р-Т тренда, представленного на рис. 12, наблюдается изменение активности воды во флюиде: $a_{\text{H}_{2}\text{O}} = 0.88 - \text{тип-1}, a_{\text{H}_{2}\text{O}} = 0.48 - \text{тип-2}, a_{\text{H}_{2}\text{O}} = 0.62 - \text{тип-3}, a_{\text{H}_{2}\text{O}} = 0.66 \text{тип-4}.$ Максимально возможная активность воды в гетерогенном флюиде также возрастает вдоль *P*-*T* тренда от $a_{\rm H_2O} = 0.63$ (тип-2) до $a_{\rm H_2O}^{-1} = 0.66$ (тип-3) и к $a_{\rm H_2O}^{-1} = 0.70$ для *P*-*T* условий пород типа-4. Обращает на себя внимание не только изменение плотности несмесимых флюидных фаз при гетерогенном состоянии флюидов, но и разница между плотностями, которая максимальная для флюида пород типа-2. Синтез природных и модельных данных приводит к выводу, что в указанном ряду (тип-1-тип-5) флюиды в целом не могут рассматриваться как продукты эволюции единого флюида.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что в метаморфических и метасоматических процессах, сформировавших породы Больших Кейв, участвовали по мере снижения Р-Т параметров флюиды, различавшиеся по фазовому состоянию (гомогенное или гетерогенное), свойствам гомогенного флюида и свойствам несмесимых фаз гетерогенного флюида, таким как активность воды, соленость, плотность и газовый состав. Время проявление метасоматоза 1762—1721 млн лет (Бушмин и др., 2011а), а значит и тектоно-флюидной переработки пород Больших Кейв при формировании покровно-надвиговой структуры, что свидетельствует о коллизионных процессах, сопровождавшихся эксгумацией тектонического покрова Большие Кейвы в течение относительно длительного интервала ~40 млн лет.

Геологическая информация, полученная в настоящей работе и касающаяся распространенности пород, содержащих графит и значительное содержание СН₄ во флюидных включениях, ставит вопросы о происхождении графита и метана, а также дополнительного анализа фазовых соотношений в системе С-О-Н. Эти вопросы требуют расширенного анализа, который и предполагается провести в наших дальнейших исследованиях.

выводы

Выявленные особенности флюидов Больших Кейв, с нашей точки зрения, имеют не только региональный характер, но и являются примером проявления общих закономерностей в свойствах и эволюции флюидов, сопровождающих эксгумацию пород, по крайней мере с уровня средней коры. Они заключаются в следующем:

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 № 4 2024

1. Состав флюидов, записанный в геологической последовательности метасоматических и жильных пород, нельзя объяснить только эволюцией метаморфогенного флюида на ретроградном этапе истории пород при их эксгумации, происходившей, как мы предполагаем, в флюидонасыщенном канале, в котором флюиды разного происхождения играли роль "смазки", облегчающей выдавливание наверх блока пород.

2. Наблюдается контрастная смена состава и состояния флюидов, от гомогенного существенно водно-солевого средней—низкой солености, к гетерогенным метаново-водным высокой солености, далее к углекислотно-водным высокой солености и, наконец, к углекислотно-водным флюидам средней—низкой солености. В указанном ряду флюиды в целом не могут рассматриваться как продукты эволюции единого флюида и, таким образом, кроме первого метаморфогенного флюида представляют собой порции внешних флюидов.

3. Проявления дискретных потоков внешних флюидов разного химического состава и фазового состояния, не являющихся продуктами эволюции флюида из одного источника, по-видимому, не являются уникальными событиями на разных уровнях коры. Может происходить и многостадийное поступление в канал локализованных порций внешних углекислотно-водных флюидов разного химического состава, усложняющих общий состав флюида в канале.

4. Возможно, закономерной является и обнаруженная в покрове Большие Кейвы тенденция к уменьшению содержания метана и солености в порциях внешних водных флюидов с уменьшением глубины их поступления в канал. Это не может не отражаться на продолжающейся метасоматической и гидротермальной переработке поднимающихся к поверхности пород.

Благодарности. Авторы благодарны рецензентам О.Г. Сафонову и Л.И. Ходоревской за замечания, способствовавшие улучшению работы.

Источники финансирования. Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда № 22-27-00270, https://rscf.ru/ project/22-27-00270/.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аранович Л.Я. Роль рассолов в высокотемпературном метаморфизме и гранитизации // Петрология. 2017. Т. 25. № 5. С. 491–503.

Аранович Л.Я., Закиров И.В., Сретенская Н.Г., Геря Т.В. Тройная система H₂O-CO₂-NaCl при высоких *P*-*T* параметрах: эмпирическая модель смешения // Геохимия. 2010. № 5. С. 1–10.

Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб., 2002, 32 с.

Балаганский В.В., Раевский А.Б., Мудрук С.В. Комплексные геолого-геофизические модели древних щитов. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2009. С. 110–117.

Балаганский В.В., Раевский А.Б., Мудрук С.В. Нижний докембрий Кейвского террейна, Северо-Восток Балтийского щита: стратиграфический разрез или коллаж тектонических пластин // Геотектоника. 2011. № 2. С. 32–48.

Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1963. 321 с.

Борисенко А.С. Анализ солевого состава растворов газово-жидких включений в минералах методом криометрии // Использование методов термобарогеохимии при поисках и изучении рудных месторождений. М.: Недра, 1982. С. 37–47.

Бушмин С.А., Глебовицкий В.А., Савва Е.В. и др. Возраст высокобарического метасоматоза в зонах сдвиговых деформаций при коллизионном метаморфизме в Лапландском гранулитовом поясе: U-Pb SHRIMP-II – датирование цирконов из силлиманит-гиперстеновых пород Порьегубского покрова // Докл. АН. 2009. Т. 428. № 6. С. 792–796.

Бушмин С.А., Глебовицкий В.А., Пресняков С.Л. и др. Новые данные о возрасте (SHRIMP-II) протолита и палеопротерозойских преобразований архейского Кейвского террейна // Докл. АН. 2011а. Т. 438. № 2. С. 237–241.

Бушмин С.А., Глебовицкий В.А., Прасолов Э.М. и др. Происхождение и состав флюида, ответственного за метасоматические процессы в зонах сдвиговых деформаций тектонического покрова Большие Кейвы Балтийского щита: изотопный состав углерода графитов // Докл. АН. 2011б. Т. 438. № 3. С. 379–383.

Бушмин С.А., Вапник Е.А., Иванов М.В. и др. Флюиды гранулитов высоких давлений // Петрология. 2020. Т. 28. № 1. С. 23–54.

Бушмин С.А., Кольцов А.Б., Лебедева Ю.М., Савва Е.В. Метасоматическое преобразование амфиболитов в корундсодержащие плагиоклазиты: зональность, численная модель процесса (на примере уникального месторождения Хитостров, Фенноскандинавский щит // Петрология. 2023. Т. 31. № 6. С. 602–622.

Галимов Э.М. Геохимия стабильных изотопов углерода. М.: Недра, 1968. 224 с.

Доливо-Добровольский Д.В. TriQuick: программа для построения прямоугольных и треугольных точечных диаграмм, а также для отображения, создания и редактирования диаграммной графики. 2012. URL: http://www.dimadd.ru/ru/Programs/triquick

Доливо-Добровольский Д.В. ТС_Comb: оболочка программы THERMOCALC для эффективной мультиравновесной геотермобарометрии методом avPT с визуализацией и анализом результатов. 2013. URL: http://www.dimadd.ru/ru/Programs/tccomb

Дуденко Л.Н. Геохимические структуры эндогенных систем. Л.: Недра, 1981. 193 с.

Жданов В.В., Беляев Г.М., Блюман Б.А. и др. Региональные метаморфо-метасоматические формации. Л.: Недра, 1983. 280 с.

Иванов М.В. Термодинамическая модель флюидной системы H_2O-CO_2 -NaCl-CaCl₂ при *P-T* параметрах средней и нижней коры // Петрология. 2023. Т. 31. № 4. С. 408–418.

Иванов М.В., Бушмин С.А. Уравнение состояния флюидной системы H₂O-CO₂-CaCl₂ и свойства флюидных фаз при *P-T* параметрах средней и нижней коры // Петрология. 2019. Т. 27. № 4. С. 431–445.

Иванов М.В., Бушмин С.А. Термодинамическая модель флюидной системы H₂O-CO₂-NaCl при *P-T* параметрах средней и нижней коры // Петрология. 2021. Т. 29. № 1. С. 90–103.

Кольцов А.Б., Бушмин С.А. Метасоматоз в термоградиентных условиях: модели сопряженного переноса тепла и взаимодействия флюид-порода // Петрология. 2022. Т. 30. № 3. С. 309-330.

Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.

Фомина Е.Н., Козлов Е.Н., Лохова О.В., Лохов К.И. Графит как индикатор контактового воздействия Западно-Кейвской интрузии щелочных гранитов, Кольский полуостров // Вестник МГТУ. 2017. Т. 20. № 1/1. С. 129–139.

Харитонов Л.Я. Опыт тектонического районирования восточной части Балтийского щита // Ученые записки ЛГУ. Сер. геол. 1957. Вып. 9. № 225. С. 34–70.

Щеглова Т.П., Маслов А.Т. Эволюция состава гранатов и амфиболов в породах Кейвского блока // Записки ВМО. 1994. № 5. С. 76–88.

Щеглова Т.П., Скублов С.Г., Другова Г.М., Бушмин С.А. Особенности химического состава ставролитов высокоглиноземистых пород Кейвского блока // Записки ВМО. 2000. № 2. С. 71–80.

Шмулович К.И. Двуокись углерода в высокотемпературных процессах минералообразования. М.: Наука, 1988. 183 с.

Ague JJ. Fluid flow in the deep crust // Treatise on Geochemistry. V. 4: The Crust. Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. Oxford, UK: Elsevier, 2014. 2nd ed. P. 203–247.

Aranovich L.Y., Safonov O.G. Halogens in highgrade metamorphism // The Role of Halogens in Terrestrial and Extraterrestrial Processes. Eds. D.E. Harlov, L.Y. Aranovich. Springer Geochemistry. 2018. P. 713–757.

Bakker R.J. Re-equilibration processes in fluid inclusion assemblages // Minerals. 2017. V. 7. № 117. P. 1–19.

Bakker R.J. Package FLUIDS1. Computer programs for analysis of fluid inclusion data and for modelling bulk fluid properties // Chem. Geol. 2003. V. 194. N_{2} 1–3. P. 3–23.

Baumgartner M., Ronald J., Bakker R.J., Doppler G. Reequilibration of natural H₂O-CO₂-salt-rich fluid inclusions in quartz. Part 1. Experiments in pure water at constant pressures and differential pressures at 600°C // Contrib. Mineral. Petrol. 2014. V. 167. P. 1017.

Bridgwater D., Scott D.J., Balagansky V.V. et al. Age and provenance of early Precambrian metasedimentary rocks in the Lapland-Kola Belt, Russia: evidence from Pb and Nd isotopic data // Terra Nova. 2001. V. 13. $N_{\rm O}$ 1. P. 32–37.

Bushmin S.A., Glebovitsky V.A. Scheme of mineral facies of metamorphic rocks and its application to Fennoscandian shield with representative sites of orogenic gold mineralization // Transactions of Karelian Research Centre RAS. Precambr. Geol. Ser. 2016. № 2. P. 3–27.

Bushmin S., Alexeev N., Dolivo-Dobrovolsky D., Shcheglova T. Metasomatic processes, P-T retrograde evolution and tectonic dynamics in trust structures, Lapland-Kola mobile belt, Eastern Baltic Shield // Eurobridge Workshop. Vilnius. 1997. P. 15–17.

Chu H., Chi G., Chou I-M. Freezing and melting behaviors of $H_2O-NaCl-CaCl_2$ solutions in fused silica capillaries and glass-sandwiched films: implications for fluid inclusion studies // Geofluids. 2016. V. 16. P. 518–532.

Duan Z., Moller N., Weare J.H. Molecular dynamics simulation of *PVT* properties of geological fluids and a general equation of state of nonpolar and weakly polar gases up to 2000 K and 20,000 bar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. P. 3839–3845.

Dubois M., Monnin C., Castelain T. et al. Investigation of the H₂O-NaCl-LiCl system: a synthetic fluid inclusion study and thermodynamic modeling from -50° to $+100^{\circ}$ C and up to 12 mol/kg // Econom. Geol. 2010. V. 105. P. 329–338.

Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest // J. Metamorph. Geol. 1998. V. 16. P. 309–343.

Manning C.E. Fluids of the lower Crust: Deep is different // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 2018. V. 46. P. 67–97.

Manning C.E., Aranovich L.Y. Brines at high pressure and temperature: Thermodynamic, petrologic and geochemical effects // Precambr. Res. 2014. V. 253. P. 6–16.

Mysen B. Fluids and physicochemical properties and processes in the Earth // Progress in Earth and Planetary Science. Carnegie Institution Washington, 5251 Broad Branch Rd., NW, Washington, DC. 2015, USA. 2022. P. 1–39.

Newton R.C., Aranovich L.Ya., Touret J.L.R. Streaming of saline fluids through Archean crust: Another view of charnockite-granite relations in southern India // Lithos. 2019. V. 346–347. P. 1–10.

Perchuk L.L., Gerya T.V. Fluid control of charnockitization // Chem. Geol. 1993. V. 108. P. 175–186.

Powell R., Holland T.J.B. Optimal geothermometry and geobarometry // Amer. Mineral. 1994. V. 79. P. 120–133.

Powell R., Holland T.J.B. An internally consistent thermodynamic dataset with uncertainties and correlations: 3. Application methods, worked examples and a computer program // J. Metamorph. Geol. 1988. V. 6. P. 173–204.

Roedder E. Fluid inclusions // Reviews in Mineralogy. V. 12. Mineral. Soc. America. 1984. 644 p.

Steele-MacInnis M., Bodnar R.J., Naden J. Numerical model to determine the composition of H_2O -NaCl-CaCl₂ fluid inclusions based on microthermometric and microanalytical data // Geochim. Cosmochim. Acta. 2011. V. 75. P. 21–40.

Steele-MacInnis M., Manning C.E. Hydrotermal properties of geologic fluids // Elements. 2020. V. 16. P. 375–380.

Steele-MacInnis M., Ridley J., Lecomberri-Sanchez P. et al. Application of low-temperature microthermometric data for interpreting multicomponent fluid inclusion compositions // Earth Sci. Rev. 2016. V. 159. P. 14–35.

Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Mineral. 2010. V. 95. P. 185–187.

Properties of Fluids During Metasomatic Alteration of Metamorphic Rocks under *P-T* Conditions of the Middle Crust: an Example from the Bolshie Keivy Region, Belomorian-Lapland Orogen, Fennoscandian Shield

S.A. Bushmin¹, Y.A. Vapnik², M.V. Ivanov¹, A. B. Kol'tsov¹, Y. M Lebedeva¹, O. V. Aleksandrovich¹, E. V. Savva¹

¹Institute of Precambrian Geology and Geochronology, Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russia ²Department of Geological and Environmental Sciences, Ben-Gurion University of the Negev, Beer-Sheva, Israel

Properties of fluids under P-T conditions of the middle crust were studied with reference to the metasomatic alteration of metamorphic rocks (amphibolite facies) of the Bolshie Keivy nappe of the Keivy terrane of the Belomorian-Lapland collision orogen of the Fennoscandian shield. Properties of the fluids were studied in five selected types of rocks: metamorphic schists and gneisses with graphite, metasomatic quartz rocks with a high content of graphite, kyanite-quartz veins with wallrock metasomatites, and metasomatic quartz-bearing kyanite rocks and anchimonomineral quartz veins. NaCl, CaCl₂, CO₂, N₂, CH₄, heavier hydrocarbons, and graphite were identified in the fluid inclusions using microthermometry and Raman spectroscopy. Using the method of multiequilibrium thermobarometry for mineral associations and the density of CO_2 inclusions, a retrograde P-T path was calculated, which reflects the P-T exhumation history of the rocks. An explanation was proposed for the presence of water inclusions with NaCl of low salinity among inclusions of high salinity with NaCl and CaCl₂. Comparison of data on the H₂O activity (inferred from mineral equilibria) and salt content (data on fluid inclusions) with those of a model fluid (thermodynamic model of the H₂O–NaCl–CaCl₂– CO₂ system) showed a good agreement between natural and model data. Natural and model data were synthesized to analyze variations in the phase state and chemical composition, fluid properties, including H_2O activity, density, and salinity along the retrograde P-T trend.

Keywords: fluid inclusions, brines, carbon dioxide, methane, graphite, homogeneous and heterogeneous fluid, metamorphic and metasomatic rocks, middle crust

УДК 550.4.02

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТИТАНА МЕЖДУ ЦИРКОНОМ И РАСПЛАВОМ: ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПРИ ВЫСОКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ

© 2024 г. А.А. Борисов^{а, *}, С.Е. Борисовский^а

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Россия

*e-mail: aborisov@igem.ru Поступила в редакцию 07.11.2023 г. После доработки 23.01.2024 г. Принята к публикации 10.02.2024 г.

Выполнены эксперименты по распределению титана между цирконом и силикатным расплавом при 1300 и 1400°С и 1 атм общего давления. Кроме того, измерено содержание Ті в цирконах для нескольких серий опытов из работы (Borisov, Aranovich, 2019) и проведен критический анализ экспериментальной литературы. Показано, что при высоких температурах (1200–1450°С), независимо от давления, состава расплава и содержания воды, значения D^{Ti} находятся в интервале 0.02–0.04. На основании полученных данных еще раз показана невозможность кристаллизации циркона из высокотемпературных основных расплавов. Показано, что геотермометр "Ti in zircon" не описывает содержание Ti в наших экспериментальных цирконах и, скорее всего, не применим к сухим высокотитанистым расплавам при 1 атм общего давления.

Ключевые слова: геотермометр "Ті в цирконе", геотермометр "Ті в кварце", эксперимент, расплав **DOI:** 10.31857/S0869590324040047 **EDN:** BYWFNL

ВВЕДЕНИЕ

Сведения о коэффициенте распределения титана между цирконом и силикатным расплавом (D^{Ti}) противоречивы. Так, в работе (Thomas et al., 2002) проанализированы на ионном зонде расплавные включения в цирконах из грубозернистых кварц-биотит-роговообманковых диоритов и рассчитаны значения D^{Ti} , оказавшиеся необычайно высокими (3.2–16.8). В свою очередь, (Luo, Ayerst, 2009) выполнили эксперименты по распределению редких и малых элементов (в том числе Ti) между цирконом и водосодержащим высокощелочным риолитовым расплавом и рассчитали $D^{Ti} = 0.5-3.8$. Наконец, (Hofmann et al., 2013) в опытах при 1200– 1400°С показали, что D^{Ti} заведомо ниже единицы и практически не зависит от температуры.

В недавней работе по растворимости циркона в силикатных расплавах (Borisov, Aranovich, 2019) авторы использовали, среди прочих, модельные высокотитанистые расплавы. Выборочный микрозондовый анализ Ті в этих экспериментальных цирконах показал большой разброс значений D^{Ti} вне зависимости от температуры. Однако все коэффициенты оказались меньше единицы.

С проблемой распределения титана между цирконом и расплавом опосредованно связана

корректность и границы применения геотермометра "Ti in zircon". На основании собственных экспериментов по твердофазовому равновесию циркон/рутил и измерению Ti в природных цирконах (Watson et al., 2006) предложили использовать содержание Ti в цирконах в качестве геотермометра. Годом позже (Ferry, Watson, 2007) уточнили предложенный геотермометр и предложили использовать его для систем, содержащих силикатный расплав. Их уравнение (15) имеет вид:

$$log"Ti in Zrn" (ppm) = = 5.711 - 4800/T(K) - loga_{SiO2} + loga_{TiO2},$$
(1)

где T(K) – абсолютная температура, a_{SiO_2} и a_{TiO_2} – соответственно активности оксидов кремния и титана в расплаве.

Целью настоящей работы является уточнение величины D^{Ti} и ее возможной зависимости от температуры, а также проверка приложимости термометра "Ti in zircon" к высокотитанистым силикатным расплавам при 1 атм общего давления. Для этого мы впервые измерили или тщательно перемерили содержание Ti в цирконах нескольких серий из работы (Borisov, Aranovich, 2019) и провели ряд дополнительных экспериментов.

МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Эксперименты выполнены методом петли на воздухе в вертикальной трубчатой печи в Институте минералогии Ганноверского университета (Ганновер, Германия). Платиновая проволока диаметром 0.125 мм (чистота 99.9%, Chempur®) использована для приготовления петель диаметром около 2.5 мм. Петли были заполнены смесью исходного силикатного материала со слабым водным раствором поливинилового спирта. Несколько петель с различным исходным составом подвешены на керамический держатель и помещены в горячую зону печи. Температура в рабочей зоне печи определялась с помощью термопары типа ТПР, калиброванной по точке плавления чистого Au (1064°C) и Ni (1453°C). Погрешности в определении температуры не превышали $\pm 2^{\circ}$ С.

В качестве исходного мы использовали состав эвтектики в системе форстерит-анортит-кремнезем, дополнительно обогащенный смесью ZrO₂-SiO₂, по стехиометрии соответствующей циркону. Полученная смесь имеет состав, в мас. %: SiO₂ 56.9, Al₂O₃ 10.1, MgO 9.4, CaO 10.1, ZrO₂ 13.5. Эксперименты (Borisov, Aranovich, 2019) показали, что в широком температурном интервале этот расплав имеет на ликвидусе хорошо выраженные крупные (до 50 мкм) идиоморфные кристаллы циркона (см. Fig. 1 в Borisov, Aranovich, 2019). В настоящем исследовании данный состав был обогащен оксидом титана с тем, чтобы получить исходные составы трех образцов: T8, T15 и T25 (с содержанием TiO₂ около 8, 15 и 25 мас. % соответственно). Эксперименты выполнены со всеми тремя исходными составами одновременно при температурах 1300 и 1400°С и с разными временными выдержками. Условия опытов приведены в табл. 1.

После закалки образцы анализировались на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8200 фирмы JEOL в ИГЕМ РАН. Ускоряющее напряжение для стекол и цирконов 20 кВ, ток зонда и диаметр пучка для стекол 20 нА и 7 мкм, для цирконов 50 нА и 1 мкм. Время экспозиции для Si, Ca, Al, Mg – 10 с, для Zr, Ti – 20 с. Элементы Si, Ca, Al, Mg и Ті измерялись по Ка линии, Zr по La линии. Si, Al. Mg были измерены на кристалле-анализаторе ТАР; Ті, Zr на РЕТН; Са на РЕТ. Эталонами сравнения служили апробированные лабораторные стандарты: санидин В-19 для Si; анортит К-2-Ү для Ca, Al; оливин B-14 для Mg; шорломит C-68 для Ti; циркон P-1 для Si и Zr. Амплитудный дискриминатор импульсов для элементов Si, Al, Mg, Ti использовался в дифференциальном режиме, для элементов Ca, Zr в интегральном режиме. Расчет матричных поправок осуществлялся по методу ZAF с использованием фирменной программы JEOL.

Известно, что электронно-зондовый микроанализ может вызывать серьезное завышение содержания Ті в цирконе за счет вторичной флюоресценции от окружающего высокотитанистого стекла (например, Watson et al., 2006). Недавняя работа (Борисов и др., 2023) целиком посвящена данной проблеме. Было показано, что мелкие кристаллы (<10 мкм) непригодны для анализа, однако в центральных частях больших кристаллов циркона (>30 мкм) микрозондовый анализ дает практически неискаженные содержания титана. В настоящей работе мы старались анализировать центральные части больших чистых кристаллов, чтобы свести к минимуму ошибки от вторичной флюоресценции. Результаты анализа стекол и цирконов, а также коэффициенты распределения Ті между цирконом и расплавом приведены в табл. 1.

В 15 образцах состава HRZ20T_i из работы (Borisov, Aranovich, 2019) содержание Тi в цирконах впервые было измерено либо тщательно перемерено в ИГЕМ РАН по сходной методике и также приведено в табл. 1. По аналогии с новыми экспериментальными образцами эти составы обозначены как T5, T8, T11, T15, T19 и T25.

В новых образцах T15 и T25 при 1300°С присутствуют кристаллы полиморфа кремнезема (предположительно, тридимита), в которых было измерено содержание титана (табл. 2). Измерение содержания титана в тридимите на уровне 1.3-1.7 мас. % TiO₂ (см. табл. 2) представляло рутинную задачу. Титан определялся на кристалле-анализаторе PETH при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе зонда 50 нА (на цилиндре Фарадея). Экспозиция на К α линии титана составляла 30 с, а на точках фона по обе стороны от линии по 15 с. Эталоном сравнения для титана служил шорломит C-68.

Известно, что электронно-зондовый микроанализ может вызывать серьезное завышение содержания Ті в кварце за счет вторичной флюоресценции от граничащего с ним рутила. Так, в (Wark, Watson, 2006) показано, что даже на расстоянии 50 мкм от границы рутил/кварц номинально беститанистый кварц демонстрирует кажущееся содержание титана около 300 ppm (см. Fig. 3 в Wark, Watson, 2006). Заметим, что в нашем случае тридимит не граничит с рутилом, а лишь с высокотитанистым стеклом (≈15 мас. % TiO₂). Кроме того, как мы уже отмечали, содержание титана в наших кристаллах тридимита очень высокое (1.3-1.7 мас. % TiO₂, табл. 2). Таким образом, мы полагаем, что ошибки за счет вторичной флюоресценции в нашем случае пренебрежимо малы.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Достижение равновесия и фазовый состав образцов. Фазовый состав образцов из новых опытов приведен в табл. 1. Кроме стекла, все образцы содержат кристаллические фазы, от 5 до 15 об. %,

_
No.
ğ
Ia
E
g
d
И
Σ
0
E
¥
db
Ŧ
$\mathbf{\Sigma}$
5
G
Σ
<u> </u>
L.
БИ
H
Е
ЦС.
ē
dĽ
5
рa
I.
E
Ηč
И
Ħ
NC.
Ā
þe
ğ
ž
Z
BC
Ĕ
9
ď
Ξ
8
Z
5
X
Ie
5
13
Ê
Нa
aF
й
Ę
ЭB
Ĕ
HC
ĕ
8
X
Ы
2
'n.
2
Η
Чe
NI N
d
Пe
3
ЭĶ
Б
ЗИ
OE
5
ž
_
[]
Ц
И
0
Ia

Office and the second	C° L	Выд.	Ψ			Coct	ав стекл	та, мас	%.				Соста	в Zrn, м	ac. %		Ĩ	ΠĊΥ
Ооразец	ר, ר	(h)	W 33bl	SiO_2	TiO_2	σTiO_2	AI_2O_3	MgO	CaO	ZrO ₂	сумма	SiO_2	TiO_2	σTiO_2	ZrO_2	сумма	: L	100
			Hc	BBIC 3KC	шериме	нты, вр	еменны	іе сери	и при 1	300 и	1400°C							
T8-16	1301	21	Gl + Zrn + Bad (rel)	56.28	8.73	0.06	10.85	9.83	10.22	3.17	99.07	32.82	0.29	0.06	67.38	100.49	0.033	0.006
T15-16	"	"	Gl + Zrn + Rut + Bad-Rut ss + Si	1 51.40	15.17	0.16	10.20	9.28	9.62	3.60	99.27	32.41	0.51	0.13	67.42	100.35	0.034	0.009
T25-16	"	3	Gl + Zrn + Rut + Bad-Rut ss + Si	1 50.89	15.26	0.16	10.07	9.33	9.60	4.20	99.35	32.67	0.43	0.09	67.33	100.43	0.028	0.006
T8-12	1302	46	Gl + Zrn + Bad (rel)	56.34	8.54	0.05	10.85	9.84	10.24	3.00	98.82	32.71	0.27	0.06	67.29	100.26	0.032	0.007
T15-12	"	3	Gl + Zrn + Rut + Sil	50.97	15.24	0.10	10.25	9.25	9.68	3.62	99.01	32.61	0.52	0.11	67.36	100.49	0.034	0.007
T25-12	3	3	Gl + Rut + Bad-Rut ss + Sil	50.10	15.12	0.09	10.13	9.18	9.55	5.23	99.31		нет Zrn					
T8-14	1301	69	Gl + Zrn + Bad (rel)	56.14	8.65	0.06	10.85	9.90	10.24	3.06	98.84	32.72	0.30	0.06	67.24	100.26	0.034	0.007
T15-14	33	"	Gl + Zrn + Rut + Sil	52.61	14.63	0.12	9.91	9.03	9.38	3.41	98.98	32.58	0.55	0.12	67.33	100.46	0.038	0.008
T25-14	3	"	Gl + Rut + Bad-Rut ss + Sil	50.10	15.15	0.11	10.10	9.18	9.54	5.21	99.28		нет Zrn					
T8-13	1301	112	Gl + Zrn + Bad (rel)	56.12	8.74	0.06	10.80	9.77	10.21	3.05	98.69	32.65	0.27	0.06	67.11	100.03	0.031	0.007
T15-13	3	33	Gl + Zrn + Rut + Sil	52.52	14.69	0.09	9.97	9.13	9.41	3.47	99.19	32.50	0.50	0.11	67.09	100.09	0.034	0.008
T25-13	3	3	Gl + Rut + Bad-Rut ss + Sil	50.05	15.10	0.10	10.14	9.19	9.48	5.23	99.20		нет <i>Zrn</i>					
T8-17	1399	46	Gl + Zrn + Bad (rel)	55.66	8.53	0.07	10.61	9.49	9.78	5.25	99.31	32.51	0.28	0.05	67.29	100.07	0.032	0.006
T15-17	3	3	Gl + Zrn + Bad (rel)	50.92	15.73	0.12	9.50	8.57	8.79	5.96	99.47	32.28	0.54	0.12	66.93	99.76	0.035	0.008
T25-17	3	3	Gl + Zrn + Rut	46.68	22.57	0.17	8.47	7.68	7.93	6.71	100.04	32.92	0.43	0.06	66.59	99.94	0.019	0.003
T8-15	1399	69	Gl + Zrn + Bad (rel)	55.66	8.27	0.08	10.52	9.44	9.76	5.28	98.92	32.68	0.28	0.05	67.13	100.10	0.034	0.006
T15-15	3	3	Gl + Zrn + Bad (rel)	50.81	15.80	0.09	9.52	8.49	8.77	6.02	99.41	32.52	0.52	0.15	67.00	100.04	0.033	0.010
T25-15	3	3	Gl + Zrn + Rut	46.69	22.47	0.18	8.52	7.66	7.96	6.74	100.04	32.59	0.47	0.03	67.19	100.25	0.021	0.001
			Образцы из работы (Borisov, A	Aranovic	h, 2019)	c nome	оенным	или ті	цатель	но пер	емерен	ным со,	цержани	tem Ti _B	s Zrn			
T5-57	1201	68	Gl + Zrn + En	56.89	5.96	0.09	12.67	9.62	12.31	1.71	99.15	32.45	0.22	0.03	67.19	99.87	0.037	0.006
T5-75	1334	91	Gl + Zrn + Bad (rel)	58.71	5.08	0.03	11.19	10.06	10.76	3.32	99.13	33.00	0.19	0.03	67.41	100.63	0.037	0.005
T8-75	3	33	Gl + Zrn + Bad (rel)	55.74	8.81	0.05	10.78	9.68	10.28	3.62	98.91	32.66	0.32	0.05	67.30	100.29	0.037	0.006
T11-75	3	33	Gl + Zrn + Bad (rel)	54.03	11.63	0.04	10.37	9.27	9.84	3.89	99.03	32.80	0.32	0.08	67.35	100.48	0.028	0.007
T15-75	3	3	Gl + Zrn	50.79	16.38	0.05	9.68	8.80	9.33	4.19	99.18	32.09	0.59	0.16	67.40	100.08	0.036	0.009
T19-75	3	23	Gl + Zrn + Rut	50.80	16.83	0.06	9.43	8.60	9.12	4.21	98.99	32.13	0.68	0.11	67.27	100.07	0.040	0.006
T25-75	3	33	Gl + Zrn + Rut	50.91	16.77	0.12	9.56	8.57	9.27	4.17	99.26	32.56	0.67	0.20	67.12	100.34	0.040	0.012
T5-76	1421	48.5	Gl + Zrn + Bad (rel)	57.84	4.91	0.02	10.84	9.60	10.33	5.40	98.92	32.70	0.19	0.05	67.05	99.94	0.039	0.009
T8-76	3	3	Gl + Zrn + Bad (rel)	55.54	8.48	0.03	10.37	9.26	9.94	5.67	99.26	32.85	0.37	0.08	66.86	100.08	0.044	0.010
T11-76	3	"	Gl + Zrn	53.34	11.26	0.03	9.97	9.04	9.59	6.18	99.38	32.46	0.38	0.10	67.22	100.06	0.034	0.009
T15-76	3	"	Gl + Zrn	50.53	15.76	0.06	9.36	8.46	8.96	6.61	99.68	32.50	0.42	0.09	67.29	100.21	0.027	0.006
T19-76	3	"	Gl + Zrn	48.50	18.50	0.05	8.82	7.91	8.48	7.04	99.24	32.27	0.63	0.17	67.23	100.14	0.034	0.009
T25-76	3	"	Gl + Zrn + Rut	45.06	23.96	0.10	8.12	7.52	8.00	7.36	100.01	32.08	0.82	0.07	67.41	100.31	0.034	0.003
T5-61	1452	17	Gl + Zrn	57.05	4.94	0.02	10.78	9.72	10.37	6.52	99.39	32.51	0.17	0.02	68.13	100.81	0.035	0.004
T19-61	3	"	Gl + Zrn	48.81	18.47	0.04	8.77	7.97	8.47	8.10	100.59	32.24	0.63	0.20	67.17	100.04	0.034	0.011
Примечан	ие. Вс	е опы	ты выполнены на воздухе; " – о	бразец і	толучен	B TOM W	е опыте	(плав	ке), чтс	IIAB N (пестоян	ций; аб(ревиат	ypa: Zrn	і — цирі	кон, <i>Rut</i>	— рутил	1 (сод.
до 13 мас.	% ZrC	$(1), Ba_{1}$	d (rel) – спорадически реликтов	ый бадд	елеит в	и хаддя ц	иркона	, Bad-K	ut ss –	TB. p-l	DZrO ₂ -T	$10_2, Sil$	– крис	галличе	ский к	ремнезе	шарт) м	-опоп
жительно,	тридт	амит),	Еп – энстатит.				I				i.	I						

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТИТАНА МЕЖДУ ЦИРКОНОМ И РАСПЛАВОМ

050000	Стекло	, мас. %	Кремнезе	м*, мас. %	pp	m	Мольн	ая доля	D ^{Ti} тридимит 0.102 0.087 0.108 0.106 0.107 0.110 0.102	σD^{Ti}
Ооразец	TiO ₂	σTiO_2	TiO ₂	σTiO ₂	Ti	σΤί	X _{TiO2}	σX_{TiO2}	тридимит	/расплав
T15-12	15.24	0.10	1.55	0.12	9293	704	0.0117	0.0009	0.102	0.008
T25-12	15.12	0.09	1.31	0.25	7873	1476	0.0099	0.0019	0.087	0.016
T25-13	15.10	0.10	1.63	0.10	9771	572	0.0123	0.0007	0.108	0.006
T25-14	15.15	0.11	1.60	0.07	9615	421	0.0121	0.0005	0.106	0.005
T15-16	15.17	0.16	1.63	0.08	9775	460	0.0123	0.0006	0.107	0.005
T25-16	15.26	0.16	1.68	0.07	10072	391	0.0127	0.0005	0.110	0.004
Среднее и с	танд. откл	онение	1.57	0.13	9400	790	0.0118	0.0010	0.103	0.009

Таблица 2. Распределение Ті между кристаллическим кремнеземом* и расплавом в экспериментах при 1300°С

*Предположительно тридимит.

в зависимости от температуры и содержания TiO_2 . При малом количестве кристаллов они часто концентрируются вдоль платиновой петли. В высокотитанистых образцах с большим содержанием рутила кристаллы распределяются более-менее равномерно по всему объему образца.

Все образцы, за исключением высокотитанистых T25-12, T25-13 и T25-14, содержат циркон. Кристаллы циркона изометричные, размером от 5 до 100 мкм. В ядрах некоторых цирконов наблюдались реликты бадделеита, т.е. непрореагировавшего ZrO_2 (табл. 1). Подобные взаимоотношения были найдены в (Borisov, Aranovich, 2019), а также в ранней работе (Dickinson, Hess, 1982).

Хотя нас интересует равновесное содержание титана в цирконах, равновесие циркон/расплав в отношении ZrO₂ (рис. 1) является, пожалуй, минимальным признаком того, что требуемое равновесие достигнуто. При 1300°С составы Т8 и Т15 имеют на ликвилусе ширкон, а расплавы демонстрируют одинаковое в пределах ошибки содержание ZrO₂ для всех выдержек, от 21 до 112 ч. Образцы T25, богатые TiO₂, демонстрируют иное поведение. Длительные опыты (≥46 ч) не имеют циркон на ликвидусе, и лишь в непродолжительном эксперименте обнаруживается циркон (рис. 1а). Мы полагаем, что этот циркон метастабильный и не используем его в дальнейшем обсуждении. Хочется подчеркнуть, что даже 21-часовая выдержка при относительно высокой температуре 1300°С может оказаться недостаточной для достижения фазового равновесия в столь высокотитанистых образцах. При 1400°С все образцы, включая T25, имеют на ликвидусе циркон и демонстрируют сходное содержание ZrO₂ в расплавах в опытах длительностью 46 и 69 ч (рис. 1б).

В работе (Borisov, Aranovich, 2019) предложено новое эмпирическое уравнение, описывающее растворимость циркона как в кислых, так и в основных расплавах со стандартной ошибкой для величины logZr (ppm), равной 0.104. Модель хорошо описывает новые экспериментальные образцы из табл. 1: для величины logZr (ppm) (эксперимент расчет) среднее $\Delta^{av} = -0.016$ и стандартное отклонение $\sigma = 0.036$. Хорошее совпадение модели с экспериментом не удивительно: многие образцы, сходные по составу с настоящими экспериментами, были использованы для калибровки модели (Borisov, Aranovich, 2019). Особо отметим идеальное совпадение экспериментальных и расчетных содержаний ZrO₂ (4.2 против 4.1 мас. %) для стекла, обр. T25-16, содержащего метастабильный циркон. Это означает, что даже хорошая модель не может служить единственным доказательством достоверности экспериментальных результатов.

Все образцы T15 и T25 при 1300°С, а также все составы T25 при 1400°С содержат рутил (табл. 1). Кристаллы рутила округлые или вытянутые, размером от 5 до 100 мкм. Все образцы T25 при 1300°С содержат фазу, представляющую собой твердый раствор рутил—бадделеит (табл. 1). Состав твердого раствора варьирует в узком интервале от ($Ti_{0.56}Zr_{0.44}$)O₂ до ($Ti_{0.60}Zr_{0.40}$)O₂. Данные образования имеют округлую, иногда вытянутую форму размером от 5 до 100 мкм. Наконец, в образцах T15 и T25 при 1300°С были обнаружены большие (50–100 мкм) кристаллы полиморфа кремнезема (предположительно, тридимита).

Влияние содержания титана на растворимость циркона. На рис. 2 продемонстрировано влияние содержания TiO_2 на растворимость циркона в расплавах. Так, при 1400°С стекло Т8 ($TiO_2 = 8.4$ мас. %) содержит 5.3 мас. % ZrO_2 , стекло T15 ($TiO_2 = 15.8\%$) содержит 6.0% ZrO_2 , наконец, стекло T25 ($TiO_2 = 22.5$ мас. %, в равновесии с цирконом и рутилом) содержит уже 6.7 мас. % ZrO_2 . Подобная зависимость растворимости циркона от содержания оксида титана была ранее описана в работе (Borisov, Aranovich, 2019).

Распределение Ті между цирконом и силикатным расплавом. Коэффициенты распределения Ті между цирконом и расплавом (D^{Ti}, мас. отношения) представлены в табл. 1 и на рис. 3 и 4. Значения D^{Ti} для опытов при 1300°С совпадают в пределах ошибки (лежат в интервале от 0.031 ± 0.007 до 0.038 ± 0.008), давая в среднем величину 0.034 ± 0.002, независимо от выдержки опыта и содержания TiO₂ в силикатном расплаве (рис. 3а). Для метастабильного циркона в обр. T25-16 величина $D^{Ti} = 0.028 \pm 0.006$ (не включена в среднее значение).

Для образцов, выдержанных при 1400°С, ситуация более сложная. Значения D^{Ti} для образцов T8 и Т15 совпадают в пределах ошибки (лежат в интервале от 0.032 ± 0.006 до 0.035 ± 0.008), давая в среднем величину 0.034 ± 0.001 , независимо от выдержки и содержания TiO₂ в расплаве (рис. 36). Для богатых TiO_2 образцов T25-15 и T25-17 значения D^{Ti} резко снижаются до 0.020 ± 0.002 , намного ниже средней величины 0.034. Это не может быть связано с возможным пределом изоморфного замещения TiO₂ в структуре циркона. Действительно, содержание TiO₂ в цирконах T25-15 и T25-17 даже несколько ниже, чем в цирконах Т15-15 и Т15-17 (табл. 1). У нас нет однозначного объяснения данному парадоксу. Вероятнее всего, цирконы в обр. Т-25 не являются равновесными в отношении содержания в них титана, несмотря на высокую температуру и существенную длительность опытов.

Значения D^{Ti} для TiO₂-содержащих образцов из работы (Borisov, Aranovich, 2019), тщательно перемеренные в данном исследовании, представлены на рис. 4. Для любой фиксированной температуры значения D^{Ti} демонстрируют независимость от содержания TiO₂ в расплаве/цирконе. Особенно наглядно это проявлено для образцов, выдержанных при 1420°С, где для шести образцов наблюдается постоянство величины D^{Ti} при содержании TiO₂ в цирконе в интервале от 0.19 ± 0.05 до 0.82 ± 0.07 мас. % (рис. 46).

Средние значения D^{Ti} (рис. 3 и 4) вместе с единичным D^{Ti} для образца T5-57 при 1201°С (табл. 1) показаны на рис. 5, в зависимости от температуры опыта. Итак, мы можем утверждать, что в температурном интервале 1200–1450°С при 1 атм общего давления коэффициенты распределения титана между цирконом и расплавом остаются постоянными и составляют в среднем 0.035 ± 0.001.

Сравнение полученных результатов с опубликованными данными. В литературе данные по распределению Ті между цирконом и расплавом немногочисленны. Наиболее обстоятельным является экспериментальное исследование (Hofmann et al., 2013). Авторы изучили распределение Ті между цирконом и гранитным водосодержащим расплавом при 10 кбар в температурном интервале 1205–1405°С. Для анализа Ті в цирконе использованы электронный микрозонд и ионный зонд (nanoSIMS). Эти методы дают существенно различные результаты



Рис. 1. Растворимость циркона в силикатном расплаве при 1301 (а) и 1399°С (б), в зависимости от выдержки эксперимента, в трех сериях с различным исходным содержанием TiO_2 . При 1301°С метастабильный циркон в расплаве, обр. T25, существует в самом непродолжительном опыте, но исчезает при более длительных выдержках.



Рис. 2. Влияние содержания TiO₂ в расплаве на растворимость циркона в силикатных расплавах новых экспериментальных серий.



Рис. 3. Содержания TiO_2 в силикатных расплавах и соответствующих цирконах во временных сериях при 1301 (а) и 1399°С (б). Средние значения величины D^{Ti} (циркон/расплав) показаны пунктирными линиями. См. детали в тексте.

(cp. Table 2 и Table S2 в Hofmann et al., 2013). Поскольку сами авторы предпочитают данные, полученные с помощью SIMS, мы также будем использовать именно их. Кроме того, мы не будем принимать во внимание проблемные данные, для которых, по мнению авторов, невозможно оценить ошибку определения содержания Ті в цирконе (см. пояснения к Table 2 в Hofmann et al., 2013). Надежно проанализированные образцы даны на рис. 6. Низкотитанистые стекла (0.9-2.8 мас. % TiO₂ в расплаве, равновесном с цирконом) показывают в среднем $D^{Ti} = 0.022 \pm 0.002$. Для высокотитанистых образцов, содержащих рутил, можно предположить слабое возрастание величины D^{Ti} с увеличением температуры (рис. 6). В целом, с учетом больших ошибок, можно утверждать, что, независимо от температуры, фазового состава образцов и состава силикатного расплава, коэффициент D^{Ti} остается примерно постоянным и составляет в среднем 0.024 $\pm 0.003.$

В работе (Burnham, Berry, 2012) для фиксированной температуры 1300°С при 1 атм общего



Рис. 4. Содержание TiO_2 в силикатных расплавах и соответствующих цирконах в некоторых экспериментальных сериях из (Borisov, Aranovich, 2019), измеренные или перемеренные в настоящем исследовании. Средние значения величины D^{Ti} (циркон/расплав) показаны пунктирными линиями.

давления определили $D^{Ti} = 0.0245 \pm 0.0065$ (среднее для 20 цирконов и 16 экспериментальных стекол, измерения с помощью SIMS), что в полном согласии с данными в (Hofmann et al., 2013) при 10 кбар. В работе (Burnham, Berry, 2012) опыты выполнялись в сухих условиях с расплавом среднего состава (SiO₂ \approx 56.0 мас. %), в то время как (Hofmann et al., 2013) исследовали водосодержащие и достаточно кислые расплавы (SiO₂ в интервале 64.4– 78.9 мас. %). Возможно, влияние давления, состава расплава и содержания воды каким-то образом компенсируют друг друга, приводя к похожим результатам в столь разных экспериментах.

Несколько отличаются от наших данные по распределению титана между цирконом и модельным расплавом, близким по составу к лунным базальтам, экспериментально полученные при 1 атм общего давления и fO_2 , соответствующей буферу Mo/MoO₂ (Dickinson, Hess, 1982). Со слов авторов, микрозондовый анализ цирконов показал отсутствие вторичной флюоресценции от



Рис. 5. Зависимость D^{Ti} (циркон/расплав) от температуры. В интервале $1200-1450^{\circ}$ С значения D^{Ti} остаются постоянными в пределах ошибки.

титансодержащего стекла. Это противоречит более поздним наблюдениям (Watson et al., 2006; Борисов и др., 2023) и, возможно, связано с не слишком высоким содержанием TiO_2 в стекле (6.8 мас. % в исходной смеси). Авторы не приводят состав экспериментальных стекол, однако отмечают, что при 1220 и 1135°С, кроме стекла, присутствует лишь небольшое количество циркона и состав расплава практически тождествен исходному составу (см. Table 1 в Dickinson, Hess, 1982). Состав циркона также приведен (см. Table 2 в Dickinson, Hess, 1982). Рассчитанные значения D^{Ti} составляют 0.04 и 0.06 при 1220 и 1135°С соответственно. Таким образом, мы наблюдаем возрастание величины D^{Ti} в полтора раза при снижении температуры на 85°С.

Единственное экспериментальное исследование, декларирующее величины D^{Ti} на 1–2 порядка, превышающие вышеизложенные, это работа (Luo, Ayers, 2009). Авторы измеряли коэффициенты распределения Ti (и многих других редких элементов) между цирконом и водосодержащим першелочным риолитовым расплавом при 15 кбар и 900–1300°С. Содержание Ti в исходной смеси составляло 73 ± 4 ppm, а содержание Ti в экспериментальных стеклах находилось в интервале от 68 ± 4 до 78 ± 3 ppm. Значения D^{Ti} (0.52–3.8) были оценены по масс-балансовым расчетам (см. Table 6 в Luo, Ayers, 2009). Мы полагаем, что к результатам, полученным таким способом, следует относиться с большой осторожностью.

Резюмируя вышесказанное, можно заключить, что при температуре выше 1200°С, независимо от давления, состава расплава, содержаний воды и TiO₂, значения D^{Ti} находятся в интервале 0.02– 0.04, т.е. Ti несовместимый для циркона элемент.

Наконец, мы можем косвенно оценить величину D^{Ti} и возможную зависимость этого коэффициента

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 № 4 2024



Рис. 6. Зависимость D^{Ti} (циркон/расплав) от температуры по (Hofmann et al., 2013).

от температуры путем совместного применения модели (Ferry, Watson, 2007) по содержанию Ті в цирконе и модели (Borisov, Aranovich, 2020) по растворимости рутила в расплаве.

В соответствии с уравнением (1) содержание Ті цирконе в интервале 1200-1450°С (при условии $a_{SiO_2} = 1$ и $a_{TiO_2} = 1$) возрастает от 283 до 842 ppm. Пусть данный циркон равновесен с кислым расплавом ($a_{SiO_2} \approx 1$). Для определенности возьмем следующий состав расплава (в пересчете на матрицу без TiO₂ и ZrO₂), в мас. %: SiO₂ 84, Al₂O₃ 5, FeO 1, MgO 1, CaO 1, Na₂O 3, K₂O 5. B cootBetствии с моделью (Borisov, Aranovich, 2020, eq. 9) рассчитаем растворимость рутила в данном расплаве (присутствие рутила гарантирует $a_{TiO_2} = 1$). Поскольку уравнение в (Ferry, Watson, 2007)² откалибровано преимущественно по экспериментам при 10 кбар, мы также будем использовать в наших расчетах давление 10 кбар. Тогда в температурном интервале 1200-1450°С содержание TiO₂ в расплаве, равновесном с рутилом, возрастает от 4.2 до 9.8 мас. %. Зная содержание Ті в сосуществующих цирконе и расплаве, мы можем посчитать, что при 10 кбар в данном температурном интервале коэффициент D^{Ti} практически постоянен, лишь слабо возрастает от 0.011 до 0.014. Полученные величины D^{Ti} в 2-3 раза меньше полученных нами оценок (0.02-0.04). Напомним, что растворимость рутила зависит от состава расплава (например, Ryerson, Watson, 1987; Hayden, Watson, 2007; Borisov, Aranovich, 2020), приводя к очевидному выводу, что и D^{Ti} должен зависеть от состава расплава. В любом случае, несовместимость титана со структурой циркона несомненна.

Работает ли геотермометр "Ti in zircon" в высокотитанистых расплавах при 1 атм общего давления? Уравнение (1), предложенное в (Ferry,

Ofnanau	Ті в <i>Zri</i>	n (ppm)	X _{SiO2}	$\log a_{SiO_2}$	X _{TiO2}	$\log a_{TiO_2}$	Pa	счетная Т,	°C
Образец	Ti	σΤί	(трид.)	(расплав)	(рутил)	(расплав)	FW07	Ara20	Cri23
T15-16	3076	806	0.988	-0.005	0.946	-0.024	1904	1596	1784
T25-16*	2558	528	0.987	-0.006	0.916	-0.038	1841	1542	1728
T15-12	3121	643	0.988	-0.005	0.948	-0.023	1910	1601	1789
T15-14	3299	706	н.о.**	-0.005	0.950	-0.022	1934	1621	1810
T15-13	2979	686	н.о.**	-0.005	0.950	-0.022	1889	1583	1771

Таблица 3. Проверка геотермометра "Ti in zircon" для экспериментов при 1300°С, где сосуществуют циркон, рутил и кремнезем

Примечание. Расчетная температура: FW07 – модель (Ferry, Watson, 2007) без поправки на давление, Ara20 – с поправкой на давление (Аранович и др., 2020); Cri23 – с поправками на давление (Crisp et al., 2023); *в этом образце циркон метастабильный; **н.о. – не анализировано из-за малого размера, активность SiO₂ принята как в остальных образцах T15.

Watson, 2007), калибровано по экспериментам, когда в равновесии сосуществуют циркон, рутил и кварц.

В пяти наших экспериментах при 1300°С в расплаве сосуществуют циркон, рутил и кристаллический кремнезем (предположительно, тридимит), что позволяет нам напрямую проверить приложимость геотермометра (Ferry, Watson, 2007). Исходные данные и температура равновесия, рассчитанная по уравнению (1), приведены в табл. 3. Мы видим катастрофическое завышение расчетной температуры относительно экспериментальной (в среднем на 596°С). Для того чтобы расчетная температура совпала с экспериментальной, цирконы в наших экспериментах должны были бы содержать лишь 440 ppm Ti, т.е. примерно в 7 раз меньше того, что мы имеем на самом деле (табл. 3.)

Напомним, что уравнение (1), предложенное в (Ferry, Watson, 2007), калибровано по экспериментам, проведенным преимущественно при 10 кбар. Для того чтобы оно было действительным во всем интервале давлений, Аранович и с соавторами (2020) предложили ввести поправку на давление так, что уравнение (1) должно быть преобразовано следующим образом:

$$log"Ti in Zrn" (ppm) = 5.711 - (4800 + 68(P - 10)]/T(K) - loga_{SiO_2} + loga_{TiO_2},$$
 (2)

где P — давление в кбар. Температура равновесия, рассчитанная по уравнению (2), также приведена в табл. 3 и все еще существенно завышена относительно экспериментальной (в среднем на 288°С).

Авторы недавно опубликованного исследования (Crisp et al., 2023) провели дополнительные эксперименты при 1400°С в интервале давлений от 1 атм до 6.5 ГПа, что позволило им уточнить уравнение в (Ferry, Watson, 2007) следующим образом:

$$\log^{\text{``Ti in Zrn'' (ppm)}} = 5.84 - 4800/T(K) - - 0.12P - 0.0056P^3 - \log a_{SiO_2} + \log a_{TiO_2},$$
(3)

где P – давление в ГПа. Заметим, что в данном случае имеется в виду Ті, замещающий Si в структуре циркона. Поскольку при 1 атм таковым является весь титан (см. Table 3 в Crisp et al., 2023), мы можем применить уравнение (3) для наших опытов без добавочных вычислений. Температура равновесия, рассчитанная по уравнению (3), приведена в табл. 3 и опять оказывается существенно завышенной относительно экспериментальной (в среднем на 476°С). Этот результат представляется нам довольно неожиданным. Уравнение (3) для 1 атм и 1400°С дает расчетное содержание Тi в цирконе 934 ppm, что в 3.6 раза меньше 3385 ppm, экспериментально найденного самими же авторами для данных условий (см. Table 1 в Crisp et al., 2023)!

Приходится признать, что в настоящее время ни один из предложенных геотермометров "Ti in zircon" не применим к сухим высокотитанистым расплавам при 1 атм общего давления.

Распределение Ті между тридимитом и силикатным расплавом. Мы не ставили своей целью специальное исследование вхождения Ті в кристаллический кремнезем, однако в новой серии экспериментов при 1300°С кремнезем (по-видимому, тридимит, хотя специальных кристаллографический исследований не проводилось) имеет значительное содержание TiO₂ (в среднем 1.57 мас. %, табл. 2). При этом коэффициент распределения Ti между тридимитом и расплавом составляет 0.103 \pm 0.009 (мас. отношение) (табл. 2, рис. 7).

Начиная с пионерских экспериментальных работ (Wark, Watson, 2006) и (Остапенко и др., 2007) вхождение титана в структуру кристаллического кремнезема (α - и β -кварц, коэсит) в присутствии рутила является предметом серьезных дискуссий по поводу адекватности той или иной модели

(например, Thomas et al., 2010; Osborne et al., 2019, 2022). Равновесие кремнезем/рутил экспериментально изучено в широком интервале давлений (до 40 кбар), однако, температура эксперимента во всех исследованиях редко превышает 1000°С. Нам представляется интересным сравнить найденные нами значения с моделями, описывающими содержание Ті в кремнеземе.

Наши экспериментальные данные наилучшим образом описывает модель (Thomas et al., 2010):

$$RT \times \ln X_{\text{TiO}_2} = -60952 + 1.52T(\text{K}) - -1741P + RT \times \ln a_{\text{TiO}_2},$$
(4)

где R = 8.3145 J/K – газовая константа, T – абсолютная температура, P – давление (кбар) и a_{TiO2} – активность TiO₂ в расплаве ($a_{\text{TiO2}} = 1$ в присутствии рутила). Принимая $X_{\text{TiO2}} = 0.0118 \pm 0.0010$ для кристаллов кремнезема, расчетная равновесная температура, согласно уравнению (4), равна 1315 ± 30°C, в отличном соответствии с экспериментальной T = 1301°C. Модель в (Zhang et al., 2020) дает существенно завышенные значения ($T = 1353 \pm 44$ °C), а модель в (Osborne et al., 2022, eq. 7) – существенно заниженные ($T = 1254 \pm 29$ °C) значения равновесной температуры.

Возможна ли кристаллизация циркона в основных расплавах? В недавней работе (Borisov, Aranovich, 2019) авторы на основании полученного ими уравнения по растворимости циркона в расплавах широкого состава доказали невозможность кристаллизации циркона из высокотемпературных основных расплавов. Однако ими было показано, что исходно основные, но сильно дифференцированные водосодержащие расплавы могут кристаллизовать циркон в близсолидусных условиях. Возможность или невозможность кристаллизации циркона из расплава основного состава актуальна в связи с многочисленными и не всегда легко объяснимыми находками цирконов в базальтах срединно-океанических хребтов (БСОХ) и в породах ультраосновных массивов (например, Аранович и др., 2020; Бортников и др., 2019; Bea et al., 2001, 2022; Ruan et al., 2023).

Выяснение происхождения цирконов в основных и ультраосновных породах не является целью настоящего исследования, поэтому лишь коротко рассмотрим существующие на этот счет теории:

(1) Рециклинг коры в мантию. Например, согласно (Веа et al., 2001), субдуцируемые осадочные породы, содержащие кристаллы циркона плавятся, давая кислые магмы, в которых эти цирконы частично сохраняются. Эти расплавы, в свою очередь, способствуют частичному плавлению вышележащей мантии. Уже эти ультраосновные расплавы захватывают сохранившиеся цирконы. В ходе становления ультраосновного массива



Рис. 7. Зависимость D^{Ti} (тридимит/расплав) от выдержки эксперимента.

часть кристаллов циркона растворяется или перекристаллизовывается. Часть же кристаллов остаются неизменными и демонстрируют возраст более древний, чем сам ультраосновной массив.

(2) Внедрение расплавов и/или флюидов, связанных с гранитоидами в закристаллизованные комплексы гипербазитов. Эти расплавы/флюиды либо уже содержат цирконы, либо из них кристаллизуются новые кристаллы. Данный механизм предложили (Belousova et al., 2015) на основании детальных геохимических исследований цирконов из офиолитового комплекса Тумут (Австралия) в качестве альтернативы субдукционным моделям.

(3) Метасоматоз полностью закристаллизованных основных пород. Предполагается, что большое значение при этом играет возможность "поглощения" циркония из Zr-содержащего флюида кристаллическими фазами. В недавней работе (Ruan et al., 2023) измерили растворимость циркона в мантийных минералах. Было обнаружено, что содержание Zr в оливине и ортопироксене не может превышать первых ppm, благоприятствуя, таким образом, появлению метасоматического циркона в дунитах и гарцбургитах в ходе инфильтрации породы Zr-содержащим флюидом.

(4) Высокотемпературный метаморфизм пород с высоким исходным содержанием Zr в основных минералах. В той же работе (Ruan et al., 2023) показано, что растворимость циркона в гранате существенно уменьшается от более тысячи ppm Zr при 1200°C до 70–80 ppm при 800–900°C. Таким образом, высокотемпературный метаморфизм гранатовых перидотитов может приводить к частичному распаду исходно высокоциркониевого граната и кристаллизации циркона в межзерновом пространстве.

(5) Локальное пересыщение ZrO₂ силикатного расплава в карманах между растущими кристаллами основных минералов. Эта идея высказана в (Веа

et al., 2022) в попытке объяснить находки цирконов в БСОХ. Строго говоря, авторы не пытались показать возможность кристаллизации циркона в близликвидусных условиях. Однако в результате численного моделирования они пришли к выводу, что при температуре ниже 1020°С, когда доля кристаллов в расплаве достигает 70–75%, в остаточном расплаве может постоянно кристаллизоваться циркон. При этом важным условием являются низкие коэффициенты распределения Zr между породообразующими кристаллами и расплавом ($D^{Zr} \le 0.2$).

Мы полагаем, что распределение Ті между цирконом и расплавом может наложить дополнительные ограничения на возможность кристаллизации циркона из расплавов БСОХ. Мы воспользовались сводкой валовых составов закаленных стекол базальтов срединно-океанических хребтов различных локаций (см. Supplementary в Zhang et al., 2018) и нашли, что содержание TiO₂ в стеклах БСОХ составляет 1.4 мас. % (среднее для 103 анализов), варьируя от 0.6 до 2.6 мас. %. Настоящие исследование и анализ экспериментальной литературы показывает, что при температуре выше 1200°С, независимо от интенсивных и экстенсивных параметров, $D^{Ti} = 0.02 - 0.04$. В этом случае равновесный циркон должен содержать 740-6140 ррт Ті. В обзорной статье по магматическим цирконам (Belousova et al., 2002) приводится существенно более низкое содержание титана в цирконах из базальтов различной локации (медианное значение 6 ррт, максимальное – 17 ррт). Таким образом, распределение Ті между цирконом и расплавом еще раз подтверждает невозможность кристаллизации циркона в близликвидусных условиях из расплавов БСОХ.

Проверка гипотезы (Bea et al., 2022) дает не столь однозначные результаты. Анализ литературы по коэффициентам распределения Ті между породообразующими минералами и расплавом на сайте https://kdd.earthref.org/KdD/search показывает, что за исключением, собственно, рутила, магнетита и, пожалуй, амфибола, все остальные минералы демонстрируют $D^{Ti} < 1$ (например, Nielsen, 1992 и ссылки там). Таким образом, преимущественно несовместимое поведение титана в ходе фракционной кристаллизации первичных расплавов БСОХ должно приводить к некоторому накоплению титана в остаточных расплавах. Однако слабо совместимое поведение титана также не исключено. Пусть при температуре ниже 1020°С, когда доля кристаллов достигает 70-75%, в остаточном расплаве содержание Ті составляет 100-200 ррт. Мы не знаем точно значение коэффициента распределения титана между расплавом и цирконом при низких температурах, допустим, что $D^{\hat{T}i} = 0.1 - 0.2$. Расчеты показывают, что в этом случае кристаллизующиеся цирконы должны содержать 10-40 ррт Ті. Кристаллы циркона, проанализированные в (Bea et al., 2022), содержат от 4 до 60 ppm Ті, что не позволяет

нам отвергнуть гипотезу (Веа et al., 2022) как абсолютно нереальную. Очевидно, тщательный анализ фаз, сосуществующих с цирконом (наличие или отсутствие магнетита и иных фаз с $D^{Ti} > 1$), содержание в них титана, а также содержание титана в цирконе — вся эта информация поможет петрологам ответить на вопрос, можно ли считать данные цирконы магматическими.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1) Собственные эксперименты по распределению титана между цирконом и силикатным расплавом и анализ экспериментальной литературы показывают, что при высоких температурах (1200– 1450°С), независимо от давления, состава расплава и содержания воды, коэффициент D^{Ti} находится в интервале 0.02–0.04. На основании полученных данных еще раз продемонстрирована невозможность кристаллизации циркона из высокотемпературных основных расплавов.

2) Показано, что геотермометр "Ti in zircon" не описывает содержание Ti в наших экспериментальных цирконах и, скорее всего, не применим к сухим высокотитанистым расплавам при 1 атм общего давления.

3) Модель (Thomas et al., 2010) наилучшим образом описывает распределение Ті между кристаллическим кремнеземом и силикатным расплавом в наших экспериментах.

Благодарности. Авторы признательны А.Л. Перчуку и Т.В. Каулиной за конструктивное обсуждение результатов настоящей работы.

Источники финансирования. Работа поддержана Российским Научным фондом (грант № 22-17-00052).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аранович Л.Я., Бортников Н.С., Борисов А.А. Океанический циркон как петрогенетический индикатор // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 5-6. С. 685-700.

Борисов А.А., Борисовский С.Е., Кошлякова А.Н. Микрозондовый анализ титана в цирконе: оценка вторичной флюоресценции // Петрология. 2023. Т. 31. № 5. С. 1–5.

Бортников Н.С., Силантьев С.А., Беа Ф. и др. U-Pb-датирование, соотношение изотопов кислорода и гафния в цирконе пород внутренних океанических комплексов Срединно-Атлантического хребта: свидетельство взаимодействия молодой и древней коры в зоне спрединга дна океана // Докл. АН. 2019. Т. 489. № 5. С. 483–489.

Остапенко Г.Т., Таращан А.Н., Мицюк Б.Н. Геотермобарометр рутил-кварц // Геохимия. 2007. № 5. С. 564-567. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 602–622.

Belousova E.A., Jimenes J.M.G., Graham I. et al. The enigma of crustal zircon in upper-mantle rocks: clues from the Tumut ophiolite, southeast Australia // Geology. 2015. V. 43. P. 119–122.

Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al. Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia // Terra Nova. 2001. V. 13. P. 407–412.

Bea F., Bortnikov N., Cambeses A. et al. Zircon crystallization in low-Zr mafic magmas: Possible or impossible? // Chemical Geol. 2022. V. 602. Article 120898.

Borisov A., Aranovich L. Zircon solubility in silicate melts: New experiments and probability of zircon crystallization in deeply evolved basic melts // Chemical Geol. 2019. V. 510. P. 103–112.

Borisov A., Aranovich L. Rutile solubility and TiO₂ activity in silicate melts: An experimental study // Chemical Geol. 2020. V. 556. Article 119817.

Burnham A.D., Berry A.J. An experimental study of trace element partitioning between zircon and melt as a function of oxygen fugacity // Geochim. Cosmochim. Acta. 2012. V. 95. P. 196–212.

Dickinson J.E., Hess J.C. Zircon saturation in lunar basalts and granites // Earth Planet. Sci. Lett. 1982. V. 57. P. 336–344.

Crisp L.J., Berry A.J., Burnham A.D. et al. The Tiin-zircon thermometer revised: The effect of pressure on the Ti site in zircon // Geochim. Cosmochim. Acta. 2023. V. 360. P. 241–258.

Ferry J.M., Watson E.B. New thermodynamic models and revised calibrations for the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // Contrib. Mineral. Petrol. 2007. V. 154. P. 429–437.

Hayden L.A., Watson E.B. Rutile saturation in hydrous siliceous melts and its bearing on Ti-thermometry of quartz and zircon // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 258. P. 561–568.

Hofmann A.E., Baker M.B., Eile J.M. An experimental study of Ti and Zr partitioning among zircon, rutile, and granitic melt // Contrib. Mineral. Petrol. 2013. V. 166. P. 235–253.

Luo Y., Ayers J.C. Experimental measurements of zircon/melt trace-element partition coeffi-

cients // Geochim. Cosmochim. Acta. 2009. V. 73. P. 3656–3679.

Nielsen R.L. BIGD.FOR: A FORTRAN program to calculate trace-element partition coefficients for natural mafic and intermediate composition magmas // Computers Geosci. 1992. V. 18. P. 773–788.

Osborne Z.R., Thomas J.B., Nachlas W.O et al. An experimentally calibrated thermobarometric solubility model for titanium in coesite (TitaniC) // Contrib. Mineral. Petrol. 2019. V. 174. Article 34.

Osborne Z.R., Thomas J.B., Nachlas W.O. et al. TitaniQ revisited: expanded and improved Ti-in-quartz solubility model for thermobarometry // Contrib. Mineral. Petrol. 2022. V. 177. Article 31.

Ruan M., Wang J., Xiong X., Li L. Zr solubility in mantle minerals at zircon saturation: Implications for zircon genesis in ultramafic rocks // Solid Earth Sci. 2023. V. 8. P. 283–294.

Ryerson F.J., Watson E.B. Rutile saturation in magmas: implications for Ti-Nb-Ta depletion in island-arc basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. V. 86. P. 225–239.

Thomas J.B., Bodnar R.J., Shimizu N., Sinha A.K. Determination of zircon/melt trace element partition coefficients from SIMS analysis of melt inclusions in zircon // Geochim. Cosmochim. Acta. 2002. V. 66. P. 2887–2901.

Thomas J.B., Watson E.B., Spear F.S. et al. TitaniQ under pressure: the effect of pressure and temperature on the solubility of Ti in quartz // Contrib. Mineral. Petrol. 2010. V. 160. P. 743–759.

Wark D.A., Watson E.B. TitaniQ: a titanium-inquartz geothermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V. 152. P. 743–754.

Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V. 151. P. 413–433.

Zhang C., Li X., Almeev R.R. et al. Ti-in-quartz thermobarometry and TiO_2 solubility in rhyolitic melts: New experiments and parametrization // Earth Planet. Sci. Lett. 2020. V. 538. Article 116213.

Zhang H.L, Cottrell E., Solheid P.A. et al. Determination of $Fe^{3+}/\Sigma Fe$ of XANES basaltic glass standards by Mössbauer spectroscopy and its application to the oxidation state of iron in MORB // Chemical Geol. 2018. V. 479. P. 166–175.

Titanium Partitioning Between Zircon and Melt: an Experimental Study at High Temperatures

A.A. Borisov¹, S.E. Borisovskiy¹

¹Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy, and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

The experiments on titanium partitioning between zircon and silicate melt were conducted at temperatures 1300 and 1400°C at 1 atm total pressure. Additionally, Ti content in zircons of a few experimental series from (Borisov, Aranovich, 2019) was measured and a critical analysis of experimental literature was carried out. It was demonstrated that at high temperatures ($1200-1450^{\circ}C$) D^{Ti} values lie in the range from 0.02 to 0.04 regardless of pressure, melt composition, and water content. Based on obtained data, the impossibility of zircon crystallization from high temperature basic melts once more was shown. It was demonstrated that geothermometer "Ti in zircon" cannot describe Ti content in our experimental zircons and, possibly, cannot be applied to dry high-titanium melts at 1 atm total pressure.

Keywords: geothermometer "Ti in zircon", geothermometer "Ti in quartz", experiment, melt

УДК 549.324.35,552.18(571.53/55),550.42,552.311

ТРИ ТИПА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КРИСТАЛЛОВ ОЛИВИНА ПО РАЗМЕРУ В ДУНИТАХ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО РАССЛОЕННОГО МАССИВА КАК СИГНАЛЫ РАЗЛИЧНОЙ ИСТОРИИ ИХ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ¹

© 2024 г. С. Н. Соболев^{*a*, *,} А. А. Арискин^{*a*, *b*}, Г. С. Николаев^{*a*}, И. В. Пшеницын^{*a*}

^аИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

^bМосковский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Геологический факультет, Москва, Россия

*e-mail: ssn_collection@bk.ru Поступила в редакцию 18.09.2023 г. После доработки 16.01.2024 г. Принята к публикации 28.01.2024 г.

В 17 образцах плагиодунитов и плагиоклазсодержащих дунитов из центральной части Йоко-Довыренского массива (Северное Прибайкалье) получены распределения кристаллов по размеру (CSD) для оливина. При этом установлено три типа CSD – логлинейное, бимодальное и логнормальное. Комбинируя эти данные с результатами петрологических реконструкций двух главных типов довыренских магм (по методу геохимической термометрии), для объяснения разнообразия CSD предложена схема взаимодействия магматических суспензий, отличающихся по температуре. Интрателлурический оливин, привнесенный разнотемпературными магмами, не испытавшими в камере ни резкого охлаждения, ни нагрева, сохранил логлинейное CSD. Для отдельных порший наиболее горячей магмы (~1290°C) предполагается, что в случае контакта с относительно холодной кристаллической кашей (~1190°С) в некоторых участках высокотемпературных инъекций оливин приобрел бимодальное CSD, которое образовалось за счет ускорения кристаллизации при более быстром охлаждении. Интерпретация логнормального CSD допускает, что некоторая часть оливина протокумулусных систем при компакции подстилающей расплавно-кристаллической каши в большей степени омывалась поровым расплавом. Это приводило к циклам частичного растворения и дорастания зерен оливина, что и продуцировало логнормальное CSD. Фильтрующийся горячий расплав, ненасыщенный по несмесимому сульфидному расплаву, растворял присутствующую в каше сульфидную жидкость, что обусловило сильную обедненность серой и халькофильными элементами дунитов с логнормальным CSD. Возможно, логнормальное распределение маркирует объемы в кристаллической каше, где происходила фокусированная фильтрация порового расплава.

Ключевые слова: Йоко-Довыренский массив, распределение кристаллов по размеру, CSD, дунит, компакция, кристаллическая каша, сульфидный расплав, динамика дифференциации, фокусировка фильтрации, рассеянная сульфидная минерализация

DOI: 10.31857/S0869590324040054 EDN: BYGWZH

введение

В работе (Соболев и др., 2023) представлен обзор результатов изучения разными авторами распределения кристаллов по размеру ("crystal size distribution", далее CSD) в породах-кумулатах из крупных расслоенных массивов и дифференцированных силлов. Независимо от состава, строения и типа изученных минералов выделяется три типа CSD – логлинейный, логнормальный и бимодальный. Эти наблюдения были подкреплены детальными измерениями, которые проведены нами на нескольких демонстрационных образцах из Йоко-Довыренского массива в Северном Прибайкалье, Мончегорского плутона и Ловозерского интрузива в Мурманской области. Примеры характерных пород можно увидеть на рис. 3 цитируемой работы. В настоящей статье приведены некоторые современные представления о механизмах формирования разных типов CSD, которые для интрузивных пород можно разделить на первично-магматические и преобразованные механически. В простейшем случае функция логарифма первично ростового распределения имеет CSD, близкое

¹ Дополнительные материалы размещены в электронном виде по DOI статьи: 10.31857/S0869590324040054 для авторизованных пользователей.

СОБОЛЕВ и др.



Рис. 1. (а) Упрощенная геологическая схема Йоко-Довыренского массива, по (Ariskin et al., 2018). Жирным шрифтом указаны названия трех основных разрезов. На врезке (б) даны положения точек пробоотбора, в том числе приведены образцы, классифицированные без инструментального определения CSD, но визуально, и на основании геохимических данных (Ariskin et al., 2018) отнесенные нами к одному из трех типов. Линейка отложена от нижнего контакта массива. (в) Характерный склон долины руч. Большой, где обнажается нижняя часть разреза дунитов. Видно, что обнаженность хотя и коренная, но не непрерывная. (г) Спутниковый снимок с контурами массива.

к логлинейному. При формировании каждого такого распределения скорость охлаждения, по-видимому, как минимум, не возрастает. Методический подход, использованный при измерении распределения кристаллов оливина по размеру, подробно описан в работе (Соболев и др., 2023).

В настоящей статье приводятся данные по CSD оливина из 17 образцов ультрамафитов нижней части разреза Йоко-Довыренского расслоенного массива в Северном Прибайкалье, представленных разновидностями плагиоклазовых дунитов (см. ниже рис. 2а–2д). Задача работы – продемонстрировать корреляцию между CSD и различием

в составе и петрологической специфике оливиновых кумулатов (включая исходную температуру и состав оливина) и, в конечном счете, уточнить сценарий термической и динамической эволюции соответствующих протокумулусных систем, предложенный в (Ariskin et al., 2018). Первая его стадия предполагает множественные импульсы геохимически однородных, но разных по температуре (1190 и 1290°С) порций пикритовых магм. Временной интервал между каждым внедрением был достаточно малым, так что существенного затвердевания не происходило, а имела место амальгамация разнотемпературных порций магмы.

510

СТРОЕНИЕ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО МАССИВА И ОБРАЗЦЫ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Йоко-Довыренский массив протяженностью 26 км относится к Довыренскому интрузивному комплексу с возрастом ~728 млн лет (Ariskin et al., 2018), его тело сильно вытянуто с ЮЗ на СВ с учетом опрокинутого залегания и имеет максимальную мощность несколько выше 3 км (рис. 1а). Первичная магматическая расслоенность параллельна субвертикальным контактам интрузива, при этом само тело тектонически нарушено слабо. Разрез Йоко-Довыренского массива в срединной части составляют (снизу вверх) закалочные габбронориты и пикрололериты. базальные плагиоперилотиты (~170 м), плагиодуниты и *Pl*-содержащие дуниты (~1000 м, в средней и верхней частях адкумулусные), переходящие в толщу троктолитов (около 1000 м), и выше – оливиновые габбро и габбронориты (вместе около 1000 м). В прикровельной части эта стратиграфическая последовательность завершается зонами кварц-пижонитовых габбро (~150 м) и приконтактовых мелкозернистых габброноритов (Ariskin et al., 2018).

В зоне дунитов и троктолитов в разных участках массива установлены карбонатно-силикатные шлиры и будины, представляющие ксенолиты апокарбонатных магнезиальных скарнов (Перцев, Шабынин, 1978). В наиболее мощной центральной части Йоко-Довыренского массива скарны приурочены к верхней половине дунитовой зоны. Данные породы в настоящей работе не рассматриваются, за исключением обр. 07DV124-17, в котором можно отметить повышенные магнезиальность оливина и содержание кальция.

Для разреза Йоко-Довыренского массива характерны различные содержания сингенетических сульфидов, которые присутствуют в виде убогой до рудной минерализации, включая малосульфидные платинометалльные рифы (Кислов, 1998; Орсоев, 2019). В работах (Ariskin et al., 2018, 2016) показано, что для оценки начала силикатно-сульфидной несмесимости в магме этого массива генетически важным является убого минерализованный горизонт, приуроченный к переходу от плагиоклазовых лерцолитов к плагиодунитам. Здесь виден первый слабый сигнал избыточной аккумуляции сульфида. Сульфиды имеют преимущественно никелистый характер.

Петрографическая характеристика образцов

Общий петрографический портрет изученных дунитов в большой мере зависит от их положения в разрезе Йоко-Довыренского массива и количества интеркумулусных фаз. Породы варьируют от мезокумулатов (рис. 2а–2в, 2д) до практически

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 № 4 2024

адкумулатов (рис. 2г), содержание оливина 80– 95%. Примерно в половине случаев он явно идиоморфный с кристаллографическими очертаниями; средний размер его кристаллов составляет 2 мм. Редко встречаются кристаллы причудливой формы, с заливами или вытянутые, иногда попадаются обломки кристаллов. В крупных зернах оливина встречаются полифазные включения, в которых находятся пироксены, слюда и амфибол (Конников и др., 2005). Оливин может иметь признаки деформаций, выраженные в наличии субзерновых границ.

Когда оливин контактирует по граням, границы оказываются ровными. Однако может происходить и "вдавливание" одного кристалла в другой, что напоминает элементы адкумулусных структур. В некоторых образцах даже со значительной долей интеркумулуса двугранные углы в тройных стыках зерен оливина приближаются к 120°, но распределение таких стыков и вдавленных контактов по объему породы неравномерно и не повсеместно (рис. 2д). Для части двугранных углов установлены адкумулусные "носики", подобные описанным в (Holness et al., 2005).

Минералы интеркумулуса обычно представлены (в разных пропорциях) пойкилитовым плагиоклазом, ортопироксеном и клинопироксеном. Реже встречается флогопит и амфибол, количество которых возрастает по направлению к нижнему контакту (Кислов, 1998). Оливин при контакте с интерстициальным ортопироксеном, реже клинопироксеном, подвергается резорбции. Иногда внутри небольших ойкокрист Орх наблюдаются мелкие реликты оливина неправильной формы. На форме крупных кристаллов оливина резорбция сказывается слабо. В объеме пород интеркумулус распределен неравномерно, а распределение оливина в пространстве может указывать на существование кластеров во время его осаждения. Вторичные изменения, если и встречаются, то чаще по плагиоклазу. Алюмохромистая шпинель присутствует и в интеркумулусе, и во включениях в оливине, но основное количество характерно для порового пространства кумулатов, в котором иногда наблюдаются гроздья-скопления зерен этого минерала. Для части дунитов и плагиодунитов в интеркумулусе характерно наличие рассеянных сульфидов. Позже будет показано, что количество сульфидов и хромита привязано к типу CSD оливина.

Плагиолерцолиты от описанных выше пород отличаются в первую очередь большей пропорцией интеркумулуса. Оливин в среднем более крупный (3–4 мм). В его форме могут читаться признаки ранее скелетного облика, встречаются уплощенные (в шлифе удлиненные) зерна, а также зерна неправильной формы (видимо, частично резорбированные) – с заливами. Коррозия пироксенами оливина проявлена здесь более существенно,



Рис. 2. (а) обр. 09DV501-40 — дунит мезокумулат с логлинейным CSD; (б) обр. 09DV501-59 — дунит мезокумулат с бимодальным CSD. Красным обведены вытянутые кристаллы оливина; (в) обр. 09DV501-37 — дунит мезокумулат с логнормальным CSD. Синими стрелками на (б, в) отмечены полифазные включения в ядрах оливина. (г) обр. 07DV124-17b — дунит, близкий к адкумулату, с бимодальным CSD, примечательно наличие удлиненного оливина, который ориентируется согласно расслоенности. Хорошо видны субзерновые границы (красные стрелки); (д) обр. 07DV124-12 — дунит мезокумулат с логнормальным CSD, локально присутствуют характерные для адкумулатов границы зерен оливина (желтые стрелки); (е) обр. 13DV547-1 — плагиолерцолит ортокумулат с пойкилитовым ортопироксеном; (ж) обр. 09DV501-7 — плагиолерцолит ортокумулат с вытянутым оливином. Масштабная линейка — 1 мм.

но идиоморфные кристаллы все же встречаются. Некоторые зерна оливина обогащены мелкими кристаллами шпинели, но чаще последние приурочены к их краям, на удалении в интеркумулусе шпинели обычно нет. Размеры ойкокрист ортопироксена, клинопироксена и плагиоклаза достигают 1 см. Сульфиды распространены спорадически, нередко ассоциируют с флогопитом (Кислов, 1998).

Особенности отбора и состава образцов

Образцы для изучения CSD выбирались из базовой коллекции по разрезу Большой-Центральный, для которых имеются описания структуры и надежные определения содержаний главных и примесных элементов (Ariskin et al., 2018). 17 образцов, отобранных для изучения CSD оливина, характеризуют стратиграфический интервал протяженностью около 300 м, начиная с плагиодунита, обр. 07DV124-3 (h = 181 м от нижнего контакта), до, возможно, слабоконтаминированного дунита, обр. 07DV124-17 (*h* = 496 м), см. табл. 1 и рис. 1б. Не вполне определенный термин "плагиодунит" на протяжении многих лет используется в региональной геологии Йоко-Довыренского массива применительно к сильно меланократовым породам, промежуточным между плагиоперидотитами (плагиоклазовыми лерцолитами), оливиновыми меланогабброноритами и дунитами (Кислов, 1998). Нормативное содержание плагиоклаза варьирует в них по обе стороны канонической границы 10%, а суммарное количество пироксенов не превышает 5–7%. По этой причине провести определенный раздел межлу плагиоклазовыми и *Pl*-содержащими дунитами крайне затруднительно, тем более что в опробованном интервале наблюдается последовательное снижение количества нормативного плагиоклаза (от 12 до 7 мас. % и ниже), а содержание оливина возрастает от 80 до 97 мас. % (табл. 1). В качестве формальной границы мы принимаем стратиграфический уровень h = 228 м, где отобран обр. 07DV124-5, который характеризуется резким скачком количества рассеянных сульфидов и содержанием ~85% Ol. Структурные различия между главными типами пород иллюстрируют изображения шлифов на рис. 2. Подзона плагиодунитов (47 м) опробована наиболее детально, а вышележащие *Pl*-содержащие дуниты – плотнее в начале и фрагментарно в средней и верхней частях данного интервала.

Помимо образцов, для которых даны количественные структурные данные (табл. 1, тип CSD), в работе рассматриваются пять образцов (DV30-4, 13DV547-1, 13DV547-10, 09DV501-7, 13DV547-16) подстилающих плагиоперидотитов, четыре образца (13DV547-31, 13DV547-122, 09DV501-58, 09DV501-86) дунитов и плагиодунитов, в которых тип CSD классифицирован визуально без инструментального измерения, и обр. DV30-1 — долерит, отобранный близко к закалочной зоне. Эти породы привлечены для иллюстрации некоторых геохимических закономерностей.

В разрезе, опробованном вдоль руч. Большой, имеется скрытая гетерогенность, которая проявлена в бимодальности петрохимических трендов на диаграммах в координатах MgO–FeO (Ariskin et al., 2018). Составы большинства пород, опробованных

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 № 4 2024

в интервале от нижнего контакта до стратиграфического уровня 230 м и несколько выше, формируют две четкие зависимости, отвечающие составам исходного оливина Fo₈₆ и Fo₈₈ (рис. 3а). Эти петрологические неоднородности проявлены в масштабе от первых до 10 м и не могут быть однозначно классифицированы как расслоенность, поскольку в полевых условиях (рис. 1в) можно распознать только более общие петрографические типы – плагиоклазовые дуниты и плагиоперидотиты (см. Fig. 3 в Ariskin et al., 2016). Таким образом, в базальной зоне Йоко-Довыренского массива предполагается присутствие двух типов оливиновых кумулатов, представляющих продукты кристаллизации двух различающихся по температуре исходных магм (~1190 и ~1290°С, Ariskin et al., 2018), в момент внедрения равновесных с кристаллами оливина Fo_{86} и Fo_{88} соответственно (Ariskin et al., 2018). Эта интерпретация подразумевает, что наблюдаемый в породах состав оливина (который всегда оказывается менее магнезиальным по сравнению с исходным) не отражает параметры кристаллизации исходных магм, но представляет процессы переуравновешивания в системе кумулус-интеркумулус по мере остывания смеси кристаллов и расплава (Barnes, 1986).

Для дунитов и плагиодунитов содержания CaO и Al_2O_3 (рис. 3б), которые отражают количество интеркумулуса, варьируют в пределах 1-3 и 2-4 мас. % соответственно. В плагиолерцолитах их содержание повышено в среднем до 5 и 7 мас. %. По сравнению с остальными обр. 07DV124-17 имеет минимальные содержания этих элементов, так как является адкумулатом. Из несовместимых элементов для иллюстрации вариаций содержания интеркумулусных фаз выбраны Zr, Y (рис. 3в). Количество шпинели в породе маркируется концентрацией хрома (см. ниже рис. 5б). Максимальное его содержание характерно для некоторых плагиолерцолитов и в нижней части последовательности плагиодунитов. Для халькофильных элементов (Cu, Ni) и серы (см. ниже рис. 5г, 5д) в целом свойственна прямая корреляция содержаний в породах. Она, вероятно, отражает факт их единой миграции в несмесимом сульфидном расплаве. Концентрации серы и халькофилов включают условно фоновые для разреза содержания и несколько обогащенные (0.1-0.6 мас. % S), по которым выделяются породы убого минерализованного горизонта с рассеянными сульфидами (Ariskin et al., 2018).

ТИПЫ CSD ОЛИВИНА ДОВЫРЕНСКИХ ДУНИТОВ

По методике, описанной в (Соболев и др., 2023), в дополнение к трем распределениям, опубликованным в цитируемой работе, мы представляем еще 14 размеченных образцов (рис. 4а–4в).

$ \begin{array}{llllllllllllllllllllllllllllllllllll$	Номер образца	Порода	Высота, м	CSD	Z	S, mm ²	Mg#	<i>Ol</i> norm, Mac. %	$Cr_2O_3,$ mac. %	S, мас. %	Zr, ppm	Ir, ppb	Ru, ppb
$ \begin{array}{llllllllllllllllllllllllllllllllllll$	DV30-1	долерит	0.40	1			72.2	20.2	0.17	0.091	77	1.07	3.13
	DV30-4	<i>РІ</i> -перидотит	5.40	Ι			81.0	46.8	0.70	0.061	53	8.42	28.20
	13DV547-1	<i>РІ</i> -перидотит	149.60	Ι			85.5	64.9	0.97	0.040	15	10.40	37.80
09DV501-7 P_1 -перидотт 158,00 $$ 85.2 70.9 100 0.030 28 13DV547-16 P_1 -перидотт 160.20 $$ 85.4 65.5 10.7 0.020 9 13DV547-16 P_1 -лунит 160.20 $$ 84.1 80.1 0.42 0.020 9 07DV124-03 P_1 -лунит 181.0 лог* 534 607 84.5 79.3 0.020 9 07DV124-03 P_1 -лунит 181.0 лог* 534 607 84.5 79.3 0.030 9 9 07DV124-1 P_1 -лунит 181.0 лог* 534 80.1 86.7 0.10 0.020 9 07DV124-4 P_1 -лунит 1002 73 84.1 80.1 0.01 0.02 9 07DV124-5 N P_1	13DV547-10	РІ-перидотит	155.80	Ι			85.3	66.7	1.00	0.030	13	10.80	38.10
	09DV501-7	<i>РІ</i> -перидотит	158.00	I			85.2	70.9	1.00	0.030	28	10.60	38.10
	13DV547-16	<i>Pl</i> -перидотит	160.20	I			85.4	65.5	1.07	0.020	6	13.00	43.80
07DV124-03 <i>P</i> -JAyhur 181.0 лог 534 607 84.5 79.3 0.39 0.030 9 09DV501-25 <i>P</i> -JAyhur 189.8 лин 1052 452 85.8 81.5 1.37 008 6 09DV501-29 <i>P</i> -JAyhur 196.8 лин 1052 452 85.8 81.5 1.37 008 6 09DV501-37 дуниг 200.0 лин 1120 546 86.1 80.6 1.38 0.140 7 09DV501-47 дуниг 210.9 лин 1120 546 86.1 86.1 80.6 1.38 0.140 7 09DV501-42 дуниг 216.0 лин 1109 527 84.8 85.3 0.51 0.07 9 09DV501-42 дуниг 218.0 лин 1109 53 84.6 88.7 0.140 7 09DV501-45 дуниг 218.0 лин 1166 54 85.7 8	13DV547-31	РІ-дунит	167.18	JIOL*			84.1	80.1	0.42	0.020	14	0.51	2.03
09DV501-25 $P_{-\chiyHur}$ 189.8 π HH 1052 452 85.8 81.5 1.37 0.08 6 09DV501-29 $P_{-\chiyHur}$ 196.8 π HH 803 400 85.1 80.4 1.01 0.02 9 07DV124-4 $P_{-\chiyHur}$ 200.0 π HH 1120 546 86.1 80.6 1.38 0.140 7 07DV124-4 $P_{-\chiyHur}$ 210.0 π HH 1120 546 86.1 80.6 1.38 0.140 7 09DV501-40 χ Hur 216.2 π HH 1109 527 84.4 8.71 0.41 0.01 6 09DV501-42 χ Hur 216.0 π HH 619 298 85.1 84.1 0.40 9 0.07 9 07DV124-5 χ Hur 213.0 π H 533 336 84.2 0.51 0.07 9 0 07DV124-5 χ Hur 2255.0 π H 1166 <td< td=""><td>07DV124-03</td><td>РІ-дунит</td><td>181.0</td><td>JOL</td><td>534</td><td>607</td><td>84.5</td><td>79.3</td><td>0.39</td><td>0.030</td><td>6</td><td></td><td></td></td<>	07DV124-03	РІ-дунит	181.0	JOL	534	607	84.5	79.3	0.39	0.030	6		
09DV501-29 <i>P</i> - <i>x</i> yнит 196.8 лин 803 400 85.1 80.4 1.01 0.02 7 07DV124-4 <i>P</i> - <i>x</i> yнит 200.0 лин 1120 546 86.1 80.6 1.38 0.140 7 09DV501-37 дунит 210.9 лог 731 548 85.1 84.1 0.41 0.001 6 09DV501-40 дунит 216.2 лин 1109 527 84.8 85.1 84.1 0.41 0.001 6 09DV501-40 дунит 216.2 лин 1109 527 84.8 85.3 0.51 0.01 6 09DV501-42 дунит 219.0 лин 1166 564 85.1 86.7 0.48 0.10 6 0.07 9 07DV124-5 дунит 228.0 лин 1166 564 85.7 0.67 0.276 6 0.030 10 07DV124-5 дунит 233.0 84.8 </td <td>09DV501-25</td> <td>РІ-дунит</td> <td>189.8</td> <td>НИГ</td> <td>1052</td> <td>452</td> <td>85.8</td> <td>81.5</td> <td>1.37</td> <td>0.08</td> <td>9</td> <td>9.06</td> <td>37.00</td>	09DV501-25	РІ-дунит	189.8	НИГ	1052	452	85.8	81.5	1.37	0.08	9	9.06	37.00
07DV124-4 <i>P1</i> -дунит 200.0 лин 1120 546 86.1 80.6 1.38 0.140 7 09DV501-37 дунит 210.9 лог 731 548 85.1 81.1 0.41 0.001 6 09DV501-40 дунит 216.2 лин 1109 527 84.8 85.1 84.1 0.41 0.001 6 09DV501-42 дунит 216.2 лин 1109 527 84.8 85.1 84.1 0.41 0.001 6 09DV501-42 дунит 219.0 лин 1109 527 84.8 85.7 0.48 0.100 6 01DV5124-5 дунит 228.0 лин 1166 564 85.7 87.1 0.70 0.276 6 01DV501-53 дунит 244.00 бим* 1655 465 86.7 87.4 0.67 0.276 6 09DV501-63 дунит 244.00 бим* 564	09DV501-29	<i>Pl-</i> дунит	196.8	ниг	803	400	85.1	80.4	1.01	0.02	6	6.36	27.00
09DV501-37JXHHT210.9JIOT73154885.184.10.410.001609DV501-40JXHHT216.2JIHH110952784.885.80.510.007909DV501-42JXHHT216.2JIHH61952784.885.186.70.480.10613DV547-122JXHHT219.0JIHH61929885.186.70.360.040907DV124-5JXHHT225.50JIOT58333684.688.70.057007DV124-5JXHHT2233.0JIHH58333684.687.10.670.276607DV501-54JXHHT233.0JIHH58336.887.40.670.276609DV501-58JXHHT244.00 $6_{\rm IM}$ 116656.487.10.670.276609DV501-62JXHHT244.00 $6_{\rm IM}$ 100338487.286.60.610.0301009DV501-62JXHHT249.00JIOT56448786.60.6530.001609DV501-62JXHHT260.8 $6_{\rm IM}$ 97140287.287.40.640.031009DV501-64JXHHT263.6JIH50127587.40.640.031009DV501-65JXHHT263.6JIH50127587.40.650.060909DV501-65JXHHT263.6 </td <td>07DV124-4</td> <td>РІ-дунит</td> <td>200.0</td> <td>ниц</td> <td>1120</td> <td>546</td> <td>86.1</td> <td>80.6</td> <td>1.38</td> <td>0.140</td> <td>7</td> <td>7.41</td> <td>30.30</td>	07DV124-4	РІ-дунит	200.0	ниц	1120	546	86.1	80.6	1.38	0.140	7	7.41	30.30
09DV501-40 $\chiy\muur$ 216.2 πun 110952784.885.80.510.07909DV501-42 \chiyuur 219.0 πnn 61929885.186.70.480.10613DV547-122 \chiyuur 225.50 πnn 61929885.186.70.480.10613DV547-122 \chiyuur 225.50 πnn 58333684.688.70.360.040907DV124-5 χyur 225.50 πnn 116656485.787.10.070.226609DV501-59 \chiyunr 233.0 πnn 116656485.787.10.700.222609DV501-58 χyur 244.00 $6nm^*$ 165746586.887.40.640.031009DV501-62 $\chi yunr$ 244.00 $6nm^*$ 56448785.90.610.031009DV501-63 $\chi yunr$ 244.00 $6nm^*$ 56448785.90.619.031009DV501-65 $\chi yunr$ 249.00 nn 100338487.286.60.650.010609DV501-65 $\chi yunr$ 263.6 πnn 20387.10.650.0530.010609DV501-65 $\chi yunr$ 263.6 πnn 89287.187.286.60.6530.001909DV501-65 $\chi yunr$ 263.6 πnn 20387.180.10.550.001	09DV501-37	дунит	210.9	JOL	731	548	85.1	84.1	0.41	0.001	9		
09DV501-42 дунит 219.0 лин 619 298 85.1 86.7 0.48 0.10 6 13DV547-122 дунит 225.50 лог* 86.0 84.2 0.36 0.040 9 07DV124-5 дунит 225.50 лог* 583 336 84.6 88.7 0.36 0.040 9 07DV124-5 дунит 228.0 лин 1166 564 85.7 87.1 0.67 0.276 6 09DV501-59 дунит 233.0 лин 1166 564 85.7 87.1 0.67 0.236 6 09DV501-58 дунит 243.0 бим* 1655 465 86.7 87.4 0.61 0.03 10 09DV501-63 дунит 249.0 лин 1003 384 87.2 87.6 0.63 0.010 6 09DV501-63 дунит 258.0 лин 1003 384 87.2 87.6 0.61 0.030	09DV501-40	дунит	216.2	ниц	1109	527	84.8	85.8	0.51	0.07	6	1.76	9.49
	09DV501-42	дунит	219.0	ниц	619	298	85.1	86.7	0.48	0.10	9	1.26	6.36
07DV124-5дунит228.0лин58333684.688.7 0.67 0.276 6 09DV501-54дунит233.0лин116656485.787.1 0.70 0.222 609DV501-58дунит243.0 6 им165546586.887.4 0.64 0.03 1109DV501-58дунит244.00 6 им* $-$ 86.785.9 0.61 0.030 1009DV501-62дунит244.00 6 им* $-$ 86.785.9 0.61 0.030 1009DV501-63дунит249.0 $ -$ 86.785.9 0.61 0.030 1009DV501-64дунит258.0 $ -$ 86.787.286.6 0.63 0.101 609DV501-65дунит256.8 $ -$ 87.287.6 0.55 0.077 809DV501-65дунит260.8 6 им 971 402 87.2 87.6 0.55 0.060 909DV501-65дунит263.6 $ 87.2$ 87.6 0.55 0.060 909DV501-82дунит306.0 $ 897.2$ 87.4 0.55 0.060 909DV501-86дунит306.0 $ -$ 09DV501-86дунит311.30 $ -$ 09DV501-86дуни	13DV547-122	дунит	225.50	JOL*			86.0	84.2	0.36	0.040	6	0.52	2.92
09DV501-54 дунит 233.0 лин 1166 564 85.7 87.1 0.70 0.222 6 09DV501-59 дунит 243.0 бим 1655 465 86.8 87.4 0.64 0.03 11 09DV501-58 дунит 243.00 бим* 1655 465 86.8 87.4 0.64 0.03 11 09DV501-62 дунит 244.00 бим* лог 564 487 86.7 87.9 0.61 0.030 10 09DV501-62 дунит 249.0 лог 564 487 86.7 87.6 0.61 0.030 10 09DV501-63 дунит 249.0 лог 564 487 87.2 86.6 0.63 0.101 6 09DV501-64 дунит 260.8 лин 501 275 87.6 0.55 0.060 9 09DV501-64 дунит 263.6 лин 501 275 87.1 88.1 <td>07DV124-5</td> <td>дунит</td> <td>228.0</td> <td>ниц</td> <td>583</td> <td>336</td> <td>84.6</td> <td>88.7</td> <td>0.67</td> <td>0.276</td> <td>9</td> <td>2.27</td> <td>10.60</td>	07DV124-5	дунит	228.0	ниц	583	336	84.6	88.7	0.67	0.276	9	2.27	10.60
09DV501-59 дунит 243.0 бим 1655 465 86.8 87.4 0.64 0.03 11 09DV501-58 дунит 244.00 бим* 564 487 86.7 85.9 0.61 0.030 10 09DV501-62 дунит 244.00 бим* 564 487 86.7 85.9 0.61 0.030 10 09DV501-62 дунит 249.0 лог 564 487 86.7 85.9 0.61 6 10 09DV501-63 дунит 258.0 лин 1003 384 87.2 86.6 0.63 0.101 6 09DV501-65 дунит 260.8 бим 971 402 87.2 87.6 0.55 0.060 9 09DV501-65 дунит 263.6 лин 591 275 87.1 88.1 0.55 0.060 9 09DV501-86 дунит 306.0 лог 892 631 87.4 0.34	09DV501-54	дунит	233.0	ниц	1166	564	85.7	87.1	0.70	0.222	9	1.67	9.76
09DV501-58 дунит 244.00 бим* 36.7 85.9 0.61 0.030 10 09DV501-62 дунит 249.0 лог 564 487 86.7 85.9 0.61 0.030 10 09DV501-63 дунит 249.0 лог 564 487 86.5 0.63 0.101 6 09DV501-64 дунит 258.0 лин 1003 384 87.2 86.6 0.63 0.101 6 09DV501-65 дунит 260.8 бим 971 402 87.2 87.6 0.55 0.077 8 09DV501-82 дунит 263.6 лин 591 275 87.1 88.1 0.55 0.060 9 09DV501-82 дунит 306.0 лог 892 631 7 9 9 9 9 07DV501-82 дунит 311.30 лог 563 355 86.4 88.6 0.34 0.030 7	09DV501-59	дунит	243.0	бим	1655	465	86.8	87.4	0.64	0.03	11	1.09	6.48
09DV501-62дунит249.0лог5644874871109DV501-63дунит258.0лин100338487.286.60.630.101609DV501-64дунит260.8бим97140287.286.60.650.077809DV501-65дунит263.6лин59127587.188.10.550.077809DV501-82дунит306.0лог89263179.550.0600909DV501-86дунит311.30лог*89263179.550.0600909DV501-86дунит311.30лог*89263179.550.030709DV501-86дунит311.30лог*89263179.550.030707DV124-12дунит361.0лог56335586.488.60.470.0307	09DV501-58	дунит	244.00	6им*			86.7	85.9	0.61	0.030	10	1.13	69.9
09DV501-63 дунит 258.0 лин 1003 384 87.2 86.6 0.63 0.101 6 09DV501-64 дунит 260.8 бим 971 402 87.2 86.6 0.63 0.101 6 09DV501-65 дунит 260.8 бим 971 402 87.2 87.6 0.55 0.077 8 09DV501-65 дунит 263.6 лин 591 275 87.1 88.1 0.55 0.060 9 09DV501-82 дунит 306.0 лог 892 631 7 26.2 0.060 9 9 09DV501-86 дунит 311.30 лог* 892 631 7 26.2 0.030 7 07DV124-12 дунит 361.0 лог 563 355 86.4 88.6 0.47 0.030 7	09DV501-62	дунит	249.0	лог	564	487							
09DV501-64 дунит 260.8 бим 971 402 87.2 87.6 0.55 0.077 8 09DV501-65 дунит 263.6 лин 591 275 87.1 88.1 0.55 0.060 9 09DV501-82 дунит 263.6 лин 591 275 87.1 88.1 0.55 0.060 9 09DV501-82 дунит 306.0 лог 892 631 88.1 0.55 0.060 9 09DV501-86 дунит 311.30 лог* 892 631 86.2 87.4 0.34 0.030 7 07DV124-12 дунит 361.0 лог 563 355 86.4 88.6 0.47 0.008 4	09DV501-63	дунит	258.0	ниц	1003	384	87.2	86.6	0.63	0.101	9	1.81	8.01
09DV501-65 дунит 263.6 лин 591 275 87.1 88.1 0.55 0.060 9 09DV501-82 дунит 306.0 лог 892 631 2	09DV501-64	дунит	260.8	бим	971	402	87.2	87.6	0.55	0.077	8	1.00	5.50
09DV501-82 дунит 306.0 лог 892 б31 51 50 37.4 0.34 0.30 7 09DV501-86 дунит 311.30 лог* 7 86.2 87.4 0.34 0.030 7 07DV124-12 дунит 361.0 лог 563 355 86.4 88.6 0.47 0.008 4	09DV501-65	дунит	263.6	ниц	591	275	87.1	88.1	0.55	0.060	6		
09DV501-86 дунит 311.30 лог [*] 362 87.4 0.34 0.030 7 07DV124-12 дунит 361.0 лог 563 355 86.4 88.6 0.47 0.008 4	09DV501-82	дунит	306.0	JOL	892	631							
07DV124-12 Дунит 361.0 лог 563 355 86.4 88.6 0.47 0.008 4	09DV501-86	дунит	311.30	JOL*			86.2	87.4	0.34	0.030	7	0.46	2.51
	07DV124-12	дунит	361.0	JOL	563	355	86.4	88.6	0.47	0.008	4		
07DV124-17 Дунит 496.0 бим 2148 506 87.8 96.4 0.62 0.020 2	07DV124-17	дунит	496.0	бим	2148	506	87.8	96.4	0.62	0.020	2		

ПЕТРОЛОГИЯ

том 32

*Образцы, классифицированные без инструментального определения CSD.

2024

Nº 4

514

Таблица 1. Положение образцов в разрезе, тип CSD и другое

СОБОЛЕВ и др.



Рис. 3. (а) диаграмма MgO–FeO, иллюстрирующая положение пород, относительно чистого стехиометричного оливина. Зеленая линия – тренд смешения модельного высокотемпературного расплава и Fo_{88} , розовая линия – то же для низкотемпературной жидкости и Fo_{86} (Ariskin et al., 2018); на (б) и (в) видна прямая корреляция, контролируемая соотношением оливина и интеркумулусных минералов. Важно отсутствие группировки пород различных структурных типов.



Рис. 4. Распределение кристаллов оливина по размеру: L – линейный размер (большая ось эллипсоида), ПП – плотность популяции. (а), (б), (в) – логлинейное, бимодальное и логнормальное CSD соответственно. Графики построены со стереологическим преобразованием с одинаковыми параметрами эллипсоида (1:1.2:1.5); (г), (д), (е) – графики построены со стереологическим преобразованием с параметрами эллипсоида, подобранными в каждом случае индивидуально для совпадения расчетной и фактической объемной доли оливина. Каждый тип CSD иллюстрирован врезками со снимками шлифов типичных образцов; размеры врезок 1 × 1 см.

Метод получения CSD состоит в ручной разметке сканированных изображений шлифов и дальнейшем стереологическом преобразовании (приближение двумерных распределений к трехмерным) в программе CSDCorrections 1.6 (Higgins, 2000). При стереологическом преобразовании мы используем предположение о соотношении сторон аппроксимирующего эллипсоида 1:1.2:1.5 и хаотичной ориентировке кристаллов в пространстве. Данный подход хотя и не лишен доли неопределенности (как и любой другой при стереологической коррекции) используется нами для удобства сравнения очень близких по CSD пород. Для удобства читателя в Supplementary² приводятся файлы с разметкой для каждого образца, а в табл. 2 значения функций CSD для названного выше варианта стереологического преобразования³. Чтобы снять вопросы, почему выбранный подход оказывается оптимальным, мы также приводим CSD для изученных образцов, построенные при использовании коррекции на объем в программе CSDCorrections 1.6 (рис. 4Γ –4e). Важно отметить, что дополнительную погрешность в измерениях вызывает переход от векторных данных (разметка) к растровым в программе ImageJ и неидеальная аккуратность разметки зерен. И то, и другое можно назвать эффектом границ, который может занижать оценки доли кристаллов в плотных кумулатах, по-видимому, на 5-10% по сравнению с реальной, что видно из сравнения данных разметки с расчетами нормативной доли оливина.

Среди семнадцати CSD дунитов и плагиодунитов из настоящей и предыдущей работы (Соболев и др., 2023) удалось выделить три четкие группы распределений, которые мы называем логлинейными, бимодальными (состоит из двух логлинейных участков разного наклона) и логнормальными (рис. 4а, 4б, 4в соответственно). Классификация

- ESM_4.png Образец 07DV124-4;
- ESM 5.png Образец 09DV501-37;
- ESM 6.png Образец 09DV501-40;
- ESM 7.png Образец 09DV501-42;
- ESM_8.png Образец 07DV124-5;
- ESM_9.png Образец 09DV501-62;
- ESM 10.png Образец 09DV501-63;
- ESM 11.png Образец 09DV501-64;
- ESM_12.png Образец 09DV501-65;
- ESM_13.png Образец 09DV501-82;
- ESM_14.png Образец 07DV124-17.
- ³ Отметим, что разметка зерен может быть использована при обучении моделей машинного зрения. При необходимости получения полного набора данных просьба связаться с авторами.

данных CSD дана в табл. 1 (тип CSD). Первые два типа CSD занимают каждый свою довольно компактную область на диаграмме (рис. 4а, 4б). Логнормальные распределения несколько отличаются от образца к образцу (рис. 4в) и, возможно, группируются в еще два типа, природа различий, которых не выяснена из-за малой выборки внутри логнормальной группы (всего 5 образцов – 07DV124-03, 09DV501-37, 09DV501-62, 09DV501-82, 07DV124-12).

В разрезе дунитов перечисленные типы распределений чередуются между собой, что видно в табл. 1, где указаны высоты, отсчитанные от нижнего контакта массива. Массовая нормативная доля оливина в рассматриваемых образцах составляет от 80 до 96% и в среднем – 85%. При этом тип CSD не зависит от содержания интеркумулусных минералов, что можно проиллюстрировать вариациями содержаний в породах элементов, несовместимых с оливином (рис. 36, 3в). Количество интеркумулуса контролируется в большей мере высотой в разрезе (см. ниже рис 6 – оценка пористости). В полевых условиях, несмотря на хорошую обнаженность плагиодунитовой части разреза (рис. 1в), визуально породы с разным распределением оливина пока отличить не удавалось.

Для пород с логлинейным распределением можно отметить некоторые характерные петрографические черты. В них иногда встречаются неровные, зубчатые границы между зернами оливина, что, вероятно, является следствием небольшого дорастания в кумулусе после осаждения (рис. 2а). Ассоциация минералов интеркумулуса обычно включает рассеянные сульфиды. Текстура на первый взгляд массивная, но визуально по неизометричным сечениям может прослеживаться слабовыраженная ориентировка оливина, по-видимому, планарная.

Важнейшей отличительной чертой дунитов с бимодальным CSD оливина является присутствие уплощенного таблитчатого оливина с преимущественным развитием грани 010. Такие кристаллы чаще встречаются в горизонте, находящемся выше 480 м, где они могут достигать в длину более 1 см, но отмечаются и в обр. 09DV501-59 (рис. 26). В последнем размер их небольшой, в пределах 2–3 мм. Отношение сторон (AR) уплощенного оливина от размера кристаллов зависит слабо и для большинства кристаллов составляет 1:4–1:5. Для данных дунитов прослеживается тенденция к директивности структур.

Оливин в дунитах с логнормальным CSD более идиоморфный, чем в других типах и чаще контактирует между собой отчетливо по граням. Хромшпинелид относительно редок, по сравнению с дунитами других типов CSD, встречается в интеркумулусе и во включениях в оливине. Вторичные изменения не развиты. Текстура, скорее, массивная чем директивная.

² В дополнительных материалах к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах https://elibrary.ru/ и http:// link.springer.com/ соответственно приведены Supplementary: ESM_1.png – Образец 07DV124-03;

ESM_2.png – Oбразец 09DV501-25;

ESM_3.png – Oбразец 09DV501-29;

L	ln(ПП)	L	ln(ПП)	L	$\ln(\Pi\Pi)$	L	$\ln(\Pi\Pi)$	L	$\ln(\Pi\Pi)$	L	$\ln(\Pi\Pi)$
07DV	/124-3*	07DV	V124-5	07DV	/124-17	09DV	/501-25	09DV	/501-29	09DV	/501-37
4.82	—7	3.43	-5.41	3.97	-6.25	3.97	-7.52	3.28	-5.58	3.97	-7.71
3.28	-4.17	2.58	-3.62	2.86	-4.97	2.86	-4.8	2.24	-3.02	2.86	-4.23
2.24	-2.42	1.93	-2.1	2.06	-2.62	2.06	-2.72	1.52	-0.93	2.06	-2.14
1.52	-1.29	1.45	-0.88	1.48	-1.28	1.48	-0.74	1.038	0.3	1.48	-0.84
1.038	-0.69	1.086	0.12	1.065	0.53	1.065	0.3	0.707	0.92	1.065	-0.12
0.707	-0.74	0.815	0.47	0.767	1.55	0.767	0.98	0.482	1.32	0.767	0.19
0.482	-0.78	0.611	1.04	0.552	2.43	0.552	1.5	0.328	0.44	0.552	0.29
0.328	-1.31	0.458	1.12	0.397	2.57	0.397	1.5			0.397	-0.85
0.224	-1.48	0.343	0.32	0.286	2.41	0.286	0.98			0.286	-0.6
				0.206	1.09						
07DV	V124-4	07DV	/124-12	09DV	501-54	09DV	/501-40	09DV	/501-42	09DV	501-64
3.28	-5.11	3.28	-4.34	7.07	-9.08	3.28	-5.53	3.28	-5.52	2.86	-4.67
2.24	-3.04	2.24	-2.37	4.82	-8.48	2.24	-2.82	2.24	-2.79	2.06	-2.6
1.52	-1.03	1.52	-0.94	3.28	-4.92	1.52	-0.88	1.52	-0.77	1.48	-1.19
1.038	0.34	1.038	-0.47	2.24	-2.79	1.038	0.26	1.038	0.32	1.065	0.34
0.707	1	0.707	-0.62	1.52	-1.07	0.707	1	0.707	0.98	0.767	1.3
0.482	1.22	0.482	-0.88	1.038	0.21	0.482	1.08	0.482	1.43	0.552	1.68
0.328	0.96	0.328	-1.71	0.707	0.96	0.328	1.23	0.328	-1.32	0.397	1.46
		0.224		0.482	1.34						
				0.328	1.35						
09DV	/501-59	09DV	/501-62	09DV	/501-63	09DV	/501-65	09DV	/501-82		
3.28	-6.66	4.82	-8.17	2.86	-5.32	2.24	-2.69	3.97	-7.16		
2.24	-3.23	3.28	-4.46	2.06	-2.66	1.52	-0.82	2.86	-4.44		
1.52	-1.3	2.24	-2.47	1.48	-0.67	1.038	0.33	2.06	-1.93		
1.038	0.62	1.52	-1	1.065	0.42	0.707	1.13	1.48	-1.04		
0.707	1.77	1.038	-0.26	0.767	1.2	0.482	1.12	1.065	-0.22		
0.482	2.17	0.707	-0.06	0.552	1.63	0.328	0.69	0.767	0.21		
0.328	1.96	0.482	-0.98	0.397	1.63			0.552	0.68		
0.224	0.75	0.328	-1.61	0.286	-1.1			0.397	0.31		
		0.224	-0.08								

Таблица 2. CSD для изученных образцов

Примечание. Приведены значения для пересчета с едиными параметрами аппроксимирующего эллипсоида 1:1.2:1.5 и степенью округлости зерен 0.4. *L* – линейный размер, ПП – плотность популяции. *Номер образца.

Несмотря на приведенные особенности, корреляция петрографического облика пород с типом CSD оливина оказывается смазанной. Дело, очевидно, в том, что ранний ростовой процесс, формирующий распределение кристаллов оливина по размерам, будь он даже разным, в дальнейшем маскируется сходной посткомпакционной историей кристаллизации интеркумулуса, которая определяет характер границ оливина, сохранность его кристаллографических форм и окончательный облик породы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Образование логлинейного, бимодального и логнормального CSD

При анализе CSD, в первую очередь, была сделана попытка сопоставить наклон линейного участка CSD со значением Mg# в породе. Мы предположили, что если, более магнезиальные породы сформировались из более горячей магмы, то при внедрении в один и тот же субстрат они должны

были кристаллизоваться быстрее из-за большего градиента температуры и иметь больший наклон CSD. Важно, что наклон можно рассматривать только для унимодальных распределений. близких к прямой в логарифмических координатах. Так, для гарцбургитов и пироксенитов Бушвельдского комплекса (Bushveld) авторы статьи (Boorman et al., 2004) называли все CSD логлинейными, что является слишком обобшающим предположением. Поэтому мы ввели классификацию на действительно логлинейные и отклоняющиеся в сторону бимодальной или логнормальной формы. Дуниты с логлинейным CSD могут иметь как высокие, так и низкие значения магнезиальности, а наклон CSD у них примерно одинаков. Это может свидетельствовать в пользу того, что при амальгамации интрузива разница в 100°С между внедряющимися порциями магм может провоцировать только локальное ускорение кристаллизации, тогда как в глубине порции, скорость остывания меняется слабо. При этом для дунитов с бимодальным CSD магнезиальность (Mg#) всегда оказывается высокой (линия оливинового контроля *Fo*₈₈) (рис. 3а), но высокое значение Мg# не всегда сопровождается образованием бимодального CSD (т.е. ускорением кристаллизации).

Если рассматривать систему с малым содержанием воды, слабо зависящую от давления, главным фактором, определяющим конечный размер кристаллов и форму CSD для магматической кристаллизации, является скорость остывания магмы или тепловой поток из нее (Marsh, 1998; Zieg, Marsh, 2002; Spillar, Dolejš, 2014). Валовая скорость кристаллизации зависит от теплового потока, формы ликвидусной поверхности и скрытой теплоты кристаллизации. Многими исследователями вслед за (Marsh, 1998) была принята позиция, что валовая скорость кристаллизации в закрытой системе возрастает по сигмоидальной функции, основанная на наблюдениях кристаллизации лавовых озер (Cashman, Marsh, 1988) (сейчас это положение некоторым исследователям уже не кажется однозначным). Тогда нуклеация возрастает по экспоненте (чем и обуславливается экспоненциальное распределение, линейное в логарифмических координатах), а скорость роста предполагается постоянной. Мы полагаем, что если такой режим с возрастанием скорости валовой кристаллизации и существует, то в расслоенных интрузивах он характерен только для этапов закалки. Когда же этот относительно быстрый этап проходит. валовая скорость кристаллизации со временем снижается (Френкель и др., 1988), к тому же аккумуляция кристаллов делает систему открытой. Наблюдаемое содержание оливина связано с его осаждением и компакцией, а первичную кристаллизацию необходимо рассматривать в пределах 20-30%, как оценивают долю кристаллов для начальных магм

Йоко-Довыренского массива (Ariskin et al., 2018). И все же в кумулатах не редки логлинейные CSD, характерные в том числе для простейшего случая закрытой системы лавового озера.

Существуют аргументы, что основная масса кристаллов в простейшем случае образуется в режиме падающего или близкого к постоянному теплового потока из кристаллизующегося элементарного объема. Во-первых, нередка ситуация, когда скелетные реберные кристаллы составляют обогашенные фосфором ядра полногранных выпуклых зерен оливина как в эффузивных (Milman-Barris et al., 2008), так и в интрузивных (Welsch et al., 2014) обстановках. Это обстоятельство побудило некоторых исследователей предположить, что любой рост магматического оливина начинается со скелетного этапа (Welsch et al., 2013). Скелетные кристаллы, обогащенные фосфором, с периодическими вторичными ребрами, получены в ходе эксперимента при постоянной скорости охлаждения, в частности при переохлаждении всего 25°С (Shea et al., 2019). Дополнительным аргументом снижения скорости роста со временем является постепенное уменьшение отношения длины к ширине, например в пироксенах, что можно проследить при наличии в них секториальной зональности. Таким образом, налицо ситуация, когда на первом этапе кристалл растет с наибольшей скоростью, после чего она снижается, т.е. переохлаждение магмы уменьшается со временем. Во-вторых, решение независимой тепловой задачи (Френкель и др., 1988) демонстрирует, что скорость объемной кристаллизации в конвектирующем объеме сначала резко возрастает, а затем большую часть времени снижается. При этом кристаллы первого этапа могут удаляться гравитационным фракционированием.

Учитывая экспериментальные работы (Schiavi et al., 2009; Ni et al., 2014) и наблюдения за кристаллизацией лавовых озер (Cashman, Marsh, 1988), можно сделать предположение, что первичные ростовые распределения при простом естественном охлаждении обычно имеют логлинейную форму CSD (рис. 4a), даже при разных режимах кристаллизации как в закрытой, так и в отрытой системах. При этом более аргументированной кажется позиция, что тепловой поток из системы на основном этапе кристаллизации убывает, а ядра кристаллов растут при большем переохлаждении, чем периферийные части. Окончательно в каждом конкретном случае, этот вопрос должен решаться с привлечением дополнительных структурных аргументов, например, зональности по несовместимым элементам, таким как фосфор или алюминий.

Отклонение от линейности, выраженное в отсутствии самых малых кристаллов и уменьшении плотности популяции слева от пика распределения может быть следствием растворения наиболее тонкозернистой фракции (Higgins, 1998). В то же

время причина может крыться в замедлении или остановке нуклеации на последних этапах кристаллизации, например в кристаллическом осадке (Simakin et al., 2020), когда малое расстояние между кристаллами обеспечивает эффективную диффузию в расплаве и появление объемов с пересыщением, достаточным для нуклеации, не происходит. Другая причина высказана в (Marsh, 1998), когда замедление нуклеации вызвано простым отсутствием пространства для новых зародышей при степени кристаллизации, близкой к 100%. Замедление нуклеации в конце кристаллизации также упоминается и в (Resmini, 2007). Так как популяции кумулатов кристаллизовались не более чем до 20-30% (Ariskin et al., 2018), объяснение в (Marsh, 1998) не подходит. Замедление нуклеации может быть объяснено в том числе сильным снижением теплового потока настолько, что даже гетерогенное зарождение уже не происходит, а остается только процесс медленного дорастания уже имеющихся кристаллов. Сегрегация растущей популяции будет усиливать этот эффект. При ней удельный тепловой поток из среды и валовая скорость кристаллизации могут не меняться, а вот линейная скорость роста и, соответственно, пересыщение должны снижаться; из-за увеличения суммарной площади поверхности кристаллов нуклеация может попросту прекращаться в этом случае, причем довольно резко. Таким образом, отсутствие малых кристаллов вызвано, вероятно, сочетанием диффузионного фактора, увеличением суммарной площади и падением скорости охлаждения.

Для образования мелкой популяции бимодального распределения (рис. 4б) необходимо внедрение в среду с большим температурным контрастом, возможно, с ограниченным участием смешения магмы. В Йоко-Довыренском массиве это обеспечивается взаимодействием порций магм с температурой 1190 и 1290°С (Ariskin et al., 2018), когда в части наиболее высокотемпературных порций кристаллизация ускоряется. Вероятно, более пологий участок распределения (крупные кристаллы) - это интрателлурическая популяция, доросшая в камере, а крутой участок (мелкие кристаллы) – это индивиды, зародившиеся и выросшие исключительно в камере. Пологий участок бимодального CSD близок или совпадает по наклону с логлинейным типом CSD. Это означает, что начало кристаллизации обоих типов кумулатов происходило при близком температурном градиенте, но только часть из них вошла в близкий контакт с холодной средой. Мелкая популяция слагает от 67 до 75% объема оливина бимодальных дунитов с Fo₈₈. Значит, в камере могло закристаллизоваться более половины массы кристаллов, слагающих эти кумулаты.

Интерпретировать редкие уплощенные кристаллы оливина (рис. 2а) можно как начало кристаллизации второй популяции, когда охлаждение происходило наиболее быстро. Тогда кристаллизовались тонкие таблички или скелетные ядра оливина. Такие таблитчатые кристаллы оливина нередко можно наблюдать среди фенокристов в вулканитах. Когда скорость остывания замедлилась, докристаллизация табличек происходила уже с примерно одинаковой скоростью по всем граням. Таким образом, часть больших, сильно вытянутых в шлифах кристаллов в бимодальных дунитах может быть не самой ранней.

Образец 07DV124-17 с бимодальным CSD попадает в область слабо контаминированных дунитов по (Ariskin et al., 2018). В том числе в этом образце получены немного повышенные изотопные характеристики кислорода в оливине. Для получения такого изотопного состава кислорода при контаминации расплава доломитами, необходимо растворение всего 1-3% карбонатного материала (Ariskin et al., 2018). Очевидно, такое незначительное количество контаминанта не может существенно сказываться на тепловом режиме при кристаллизации обр. 07DV124-17, так как CSD в данном образце совпадает с бимодальным из области разреза, где признаков контаминации не отмечается вообще.

Важнейшим отличием логнормального CSD (рис. 4в) от логлинейного является бо́льший средний размер зерна. Для объяснения укрупнения зерен в кумулусе часто привлекается процесс растворения мелких индивидов и дорастания за их счет крупных, что описывается различными моделями (DeHoff, 1991; Higgins, 2006; Lifshitz, Slyozov, 1961; Simakin, Bindeman, 2008). На счет укрупнения часто относят и образование логнормальной формы CSD. Одним из механизмов укрупнения популяции может быть оствальдовское созревание. Хотя в твердом виде или в присутствии первых процентов расплава его протекание нельзя исключить наверняка (Faul, Scott, 2006), косвенным аргументом против будет сравнение образцов дунитов 07DV124-17 и 09DV501-59. CSD оливина в них практически идентично, но доля интеркумулуса разнится: первый образец представляет собой почти адкумулат, где кристаллы оливина находятся в контакте, а во втором присутствует значительное количество интеркумулуса. Важно, что укрупнение в твердом состоянии точно невозможно привлечь для объяснения ситуации с большинством рассматриваемых дунитов Йоко-Довыренского массива, где кристаллы оливина идиоморфные и изолированы друг от друга интеркумулусом.

Созревание в присутствии большого количества расплава доказано экспериментально (Cabane et al., 2005; Park, Hanson, 1999), хотя в точности их результаты теории Оствальда не соответствуют (Симакин А.Г., устное сообщение). Также существуют сомнения в правильности интерпретации этих экспериментов, из-за ограничений точности контроля температуры (Simakin, Bindeman, 2008).


Рис. 5. CSD оливина и геохимические диаграммы для валовых содержаний в породах (V, Cr, ЭПГ, Cu, Ni, S и Zr), значение SCSS рассчитано в программе КОМАГМАТ-5.3.

Без экстраполяции применить данные экспериментов невозможно, так как при продолжительности в 10-20 дней размер кристаллов при созревании в среднем достигает только первых сотых долей миллиметра. Интересно, что формы CSD в продуктах экспериментов оказываются близки, визуально их можно отнести, скорее, к логлинейному нежели к логнормальному распределению, правда, при этом нормированная форма распределений в (Cabane et al., 2005) с некоторого момента перестает меняться с увеличением продолжительности эксперимента, как и предсказывает теория. Воспользовавшись уравнениями из работ, цитируемых выше, можно подсчитать, что укрупнением малой начальной популяции зародышей популяцию со средним размером кристаллов (1 мм) можно получить по уравнению (Cabane et al., 2005) за 3160 лет, а по уравнению (Park, Hanson, 1999) – 9940 лет. Роль осцилляций температуры продемонстрировали (Simakin, Bindeman, 2008), когда даже при амплитуде в 2°С (характерной для контроллеров, применяемых в экспериментах) происходит растворение-дорастание по механизму, отличному от теоритического оствальдовского процесса.

По мнению (Simakin et al., 2020), важно, что при осцилляциях температуры растворение контролируется диффузией и его скорость зависит от размера индивида, а скорость роста контролируется переохлаждением и не зависит от размера кристалла, что продуцирует логнормальное CSD. В то же самое время механизм созревания CN или LSW (DeHoff, 1991; Lifshitz, Slyozov, 1961), скорее, может играть роль в растворении лишь самых малых кристаллов в популяции.

Корреляция между CSD и валовыми содержаниями S, Ni, Cu, Cr, Ru, Ir, Zr

Породы с логнормальным CSD оказываются самыми обедненными халькофильными элементами и хромом (рис. 56, 5г, 5д). Образцы с бимодальным CSD ложатся в область промежуточных содержаний, а образцы с логлинейным CSD показывают самый протяженный тренд в сторону обогащения Ni, Cu, S (рис. 5г, 5д). Важно, что сопряженного обогащения хромитом в них нет, богатые хромитом образцы могут быть и бедны халькофилами. Отчасти такое содержание халькофилов можно было бы объяснить тем, что для бимодальных дунитов характерна повышенная магнезиальность. Такие магмы из одного источника должны содержать меньшие концентрации несовместимых с оливином элементов, в том числе Си и S. Однако проблема в том, что самые бедные серой породы с логнормальным CSD в целом являются и наименее магнезиальными. Напротив, обр. 07DV124-4 относительно высокомагнезиальный, при этом имеет логлинейный CSD и повышенные содержания Ni, Cu, S. Итак, простого тренда накопления несовместимого элемента в координатах магнезиальность сера не наблюдается. Значит, в убого минерализованных породах содержание сульфида не отвечает равновесной кристаллизации без аккумуляции.

Информативным оказывается рисунок в координатах S-Zr (рис. 5е), где сера отражает количество сульфида (в том числе растворенного в расплаве), а цирконий захороненного в кумулусе расплава. Здесь составы пород распадаются на два тренда. Первый маркирует обогащение серой при примерно постоянном содержании интеркумулусного силикатного расплава (постоянном Zr) и превышает предел SCSS, который для данных составов оказывается близок к 0.1 мас. % S для чистого расплава. Это означает избыточную механическую аккумуляцию сульфида в дунитах с логлинейным CSD на этапе осаждения оливина. Для более наглядной демонстрации накопления сульфида мы рассчитали в программе КОМАГМАТ-5.3 траекторию кристаллизации обр. DV30-4. Это плагиоперидотит, отобранный на отметке разреза 5.4 м и находящийся близко к линии оливинового контроля *Fo*₈₈. Для предполагаемых параметров равновесия при внедрении (модельная температура 1300°С, *Fo*_{87.3}), ко-личество расплава составляет 55.7 мас. %. Значение SCSS при этих параметрах составляет 0.1024%. Используя известную концентрацию Zr в породе (48 ppm), мы рассчитали линию контроля SCSS в породах при разной массовой доле расплава (рис. 5е). Отметим, что породы, лежащие на линии оливинового контроля Fo₈₆, имеют большие содержания железа и большую расчетную SCSS при той же температуре (примерно на 0.02 мас. %). Однако при температуре равновесия, близкой к 1200°С, SCSS также оказывается близка к 0.1 мас. %. В дунитах с логнормальным CSD (фиолетовые символы на рис. 5е), обеденных сульфидом, его конечное содержание примерно контролируется пределом SCSS. Эти породы составляют часть второго тренда. Его продолжение составляют образцы плагиоперидотитов (подстилают дуниты), в которых на момент аккумуляции оливина насыщение по сульфиду еще не было достигнуто. Этот тренд можно назвать буферированным SCSS, а указывает он на аппроксимирующий начальную магму обр. DV30-1.

Из других особенностей валового химического состава пород можно отметить обедненность дунитов с логнормальным CSD хромом (рис. 5б). Поведение хромита при прокачке неравновесного расплава похоже на поведение сульфида, т.е. он тоже растворяется и выносится, но только в том случае, если он не изолирован внутри оливина. Интересным оказывается построение в координатах Ir/Cr₂O₃-Ru/Cr₂O₃ (рис. 5в), впервые для рассматриваемых пород приведенное в (Арискин и др., 2018). Согласно цитируемой работе, накопление шпинели вызывает повышение отношений (тренд 1), а понижение температуры магмы и продолжающаяся кристаллизация на внутрикамерном этапе – понижение отношений (тренд 2). На рис. 5в видно, что все четыре описанных петрографических типа пород четко подразделяются на группы. В работе (Арискин и др., 2018) отмечается, что в подстилающих плагиоперидотитах включения тугоплавких платиноидов (Ru, Os, Ir) преимушественно встречаются в шпинели, находящейся в виде включений в оливине, причем включения Ir фаз преобладают над включениями Ru фаз. Хотя экспериментальные коэффициенты распределения для Ir и Ru между хромитом и силикатным расплавом слабо отличаются, названные природные наблюдения позволяют дать интерпретацию значениям Ir/Cr₂O₃, Ru/Cr₂O₃ для пород с логнормальным CSD. Минимальные значения для них вероятно, обеспечиваются совместным контролем платиноидов хромитом и сульфидом. Так как сульфидный расплав находится в поровом пространстве между оливином, он потенциально может быть удален полностью, а вместе с ним и растворенная в нем часть платиноидов. Изолированный в оливине хромит при этом не выносится. Больший вынос Ru по сравнению с Ir отвечает, соответственно, предпочтительному распределению Ru в несмесимый сульфидный расплав по сравнению с Ir.

Параллели с дунитами Маунт Кит

В дунит-коматиитовом комплексе Маунт Кит в Западной Австралии, описанном в (Godel et al., 2013), наблюдается картина, очень похожая на случай, описанный в настоящий работе. Рассмотренные в (Godel et al., 2013) породы имеют очень низкую пористость и являются адкумулатами. Тем не менее в них тоже отмечено обеднение кумулатов с более крупным оливином (аналог логнормальных в Йоко-Довыренском массиве) рассеянными сульфидами, содержание которых контролируется SCSS. Менее крупнозернистые породы (хотя и имеющие CSD, тоже близкие к логнормальному), напротив, обогащены сульфидом выше предела SCSS. Оба типа пород тесно пространственно взаимосвязаны так, что в приполированном фрагменте керна протяженностью 18 см (см. Fig. 6 в Godel et al., 2013) среди мелкозернистой матрицы видны крупнозернистые дуниты. Они же относительно

обеднены хромитом. Дополнительным аргументом, подтверждающим сходство с Маунт Кит комплексом, является гетерогенность разреза по магнезиальности валового состава пород, $Mg^{\#} = 91-94$. Так как подавляющее большинство рассмотренных в настоящей работе довыренских пород не являются адкумулатами, а имеют до 20% интеркумулуса, можно предполагать, что адкумулятивный процесс, проявленный в Маунт Кит комплексе, не затрагивает захороненную в кумулусе сульфидную жидкость. Это наблюдение может быть важно при рассуждениях о природе адкумулатов.

Гипотеза образования дунитовой части разреза

Помимо простейшего предположения о быстром заполнении большой камеры интрузива единой поршией гомогенной магмы были предложены схемы, когда заполнение происходит постепенно последовательными несколько разделенными по времени импульсами близкой по составу магмы (Menand, 2008; Annen, 2009). Заполнение камеры разнородной по составу магмой при последовательных магматических импульсах для Стиллуотерского комплекса предположил (Helz, 1995), указав, что порядок кристаллизации нижней и ультраосновной частей разреза может быть получен лишь при смешивании двух разных составов из силлов, сопровождающих основное тело. Для Иоко-Довыренского массива была предположена сходная интерпретация (Ariskin et al., 2018), но с отсутствием на некотором начальном этапе эффективного перемешивания порций магм, несколько отличных по температуре (1190 и 1290°С), из-за чего происходило внедрение порций магмы между основным объемом камеры и кумулятивной толщей. Дело в том, что, если более горячая магма внедряется под более холодную, но и при этом в более дифференцированную по составу, результирующая разность плотностей предохранит порции магмы от перемешивания, а граница между ними может сохраниться (Turner, Campbell, 1986). Насыщенная кристаллами магма может некоторое время вести себя как суспензия, когда ее движение оказывается быстрее их оседания. В некоторых аналоговых экспериментах оседание тормозится мелкомасштабной турбулентностью (Lavorel, Le Bars, 2009), а при численном моделировании крупномасштабной конвекции существуют такие ее режимы, когда частицы вовсе не оседают, а ведут себя как маркеры (Patočka et al., 2020). К тому же результирующая вязкость насышенной кристаллами магмы несколько больше, чем вязкость чистого расплава или магмы с меньшей долей кристаллов (Caricchi et al., 2007). Если магма, насыщенная кристаллами, внедряется под слой чистого расплава или в магму с меньшей долей кристаллов и ведет себя как суспензия, это предохраняет порции от перемешивания, будь они даже

одинаковыми по температуре и составу. Будет ли происходить конвекция во внедренном слое, остается вопросом, однако расчеты для случая, который предполагаем мы для самых горячих порций. приведены в (Huppert, Sparks, 1981). Они подтверждают, что конвективное перемешивание горячей порции магмы будет продолжаться до тех пор, пока она не придет в температурное равновесие с вмещаюшей средой за счет кристаллизации. Хотя в случае Йоко-Довыренского массива против полного или даже значительного достижения температурного равновесия каждой внедренной порции магмы до момента оседания в ней кристаллов, свидетельствует описанная в ловыренских ультрамафитах гетерогенность в поле MgO-FeO. Приходится признать, что докристаллизация горячих порций магмы все же происходила, но в условиях активного конвективного перемешивания, что и приводило к образованию бимодального CSD лишь в некоторой доле объема высокотемпературных внедрений. Образование вытянутого, вероятно, скелетного оливина происходило спорадически, при периодическом достижении высокого переохлаждения в данном участке магматической суспензии. Активная докристаллизация горячих порций магмы еще до оседания кристаллов, на самом деле, усложняет задачу оценки наиболее высокой температуры внедрявшихся магм, и она может быть выше, чем приведенная в (Ariskin et al., 2018) – 1190–1290°С.

Из-за обоснованного выше несмешивания различных порций магмы до оседания кристаллов в каждой из них, получается переслаивание кристаллической каши, полученной из ее разных порций. При достижении некоторой критической мощности каши и достаточном прогреве вмещающей среды начинается компакция, которая доводит долю кристаллов в каше уже до 80-95%. Во время компакции начинается вторая фаза, расплав начинает фильтроваться внутри каши и происходит контакт кристаллов уже не только с материнским расплавом, но и с расплавом предыдущих порций. Через слой низкотемпературной кристаллической ассоциации рано или поздно будет фильтроваться более горячий расплав. Это будет приводить к растворению кристаллического каркаса оливина и хромита. Если толща состоит из многих чередующихся порций кристаллической каши, разной по температуре, тогда могут иметь место множественные акты растворения-дорастания, как описано в (Simakin et al., 2020). Это приведет к образованию логнормального CSD в более низкотемпературной каше на месте фокусировки потоков фильтрации. О такой промывке интерстициальным расплавом говорит низкое содержание халькофилов и серы в дунитах с логнормальным CSD, что обеспечивается растворением несмесимого сульфида до момента достижения в расплаве концентрации SCSS. В эксперименте (Mungall, Su, 2005) показано, что смачивающие

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 № 4 2024



Рис. 6. Схематичный сценарий формирования нижней части разреза Йоко-Довыренского массива с образованием скрытой расслоенности и трех типов CSD оливина. Показано несколько этапов эволюции: t_1 – внедрение более холодной порции (Fo_{86}) магмы с логлинейным CSD между кристаллической кашей и бедным кристаллами основным объемом магмы в камере, когда компакция каши еще не началась; t_2 – внедрение более горячей порции (Fo_{86}) с логлинейным CSD, когда в ее подошве и кровле кристаллизация ускоряется и образуется бимодальное CSD, в каше начинается компакция; t_3 – внедрение следующей горячей порции. В гетерогенной по температуре и составу в каше идет компакция, в холодных объемах каши, на месте фильтрации горячего порового расплава, происходит растворение оливина, хромита и сульфидов. На современном разрезе показано положение точек с CSD трех типов и наблюдаемое количество оливина (ф), рассчитанное по содержанию Zr. Расслоенность по *Fo* и оценка пористости построены на основе геохимических данных по разрезу Большой-Центральный (Ariskin et al., 2018) с небольшими упрощениями.

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 № 4 2024

свойства силикатного расплава по отношению к твердым силикатным фазам гораздо больше, чем смачивающая способность сульфида. Поэтому мелкие капли сульфида в плотной кристаллической каше оказываются запертыми в раздувах сети пор, где они имеют наиболее изометричную форму. При прогрессирующей компакции и прокачке в тонкой сети пор силикатной жидкости снова мобилизовать сульфид можно только растворяя его в фильтрующемся расплаве. Обобщение предложенного сценария можно рассмотреть на рис. 6.

В качестве причины растворения-дорастания можно также предположить альтернативу прокачке горячего расплава, когда растворение происхолит из-за нагревания хололной полстилающей каши горячей порцией магмы. Однако при таком механизме распространение логнормального CSD оливина, вероятно, должно носить весьма ограниченный характер. В то же время в разрезе дунитов Йоко-Довыренского массива имеется весьма мошная часть (почти 200 м), где развито только логнормальное CSD. Можно предполагать, что более обоснованный выбор сценария могли бы подкрепить расчетные данные, но нам видится наиболее пролуктивным подходом детальные (а не по принципу разреза со случайным отбором проб) наблюдения на природных обнажениях с опорой на приведенные в работе структурные данные.

выводы

Представленный сценарий является возможным приближением, которое объясняет типы CSD оливина и химический состав дунитов. Аккумуляция сульфидного расплава без последующей его ремобилизации отмечена только в дунитах с логлинейным CSD. Корреляция между формой CSD и магнезиальностью породы вкупе с характерным габитусом некоторых кристаллов позволяет утверждать, что для части более горячих порций магмы имело место ускорение охлаждения с образованием бимодального CSD оливина. Некоторые порции кристаллической каши или магмы испытывали нагревание и частичное растворение мелких кристаллов с последующим дорастанием крупных, а также выносом аккумулированного сульфидного расплава и части хромита, возможно, при промывке неравновесным горячим расплавом во время компакции, что обусловило образование логнормального CSD оливина и пониженные концентрации халькофильных элементов и хрома в породе. Последнее подтверждается также содержаниями Ru и Ir.

Благодарности. Авторы выражают благодарность Кислову Е.В., Бухареву А.Ю., Тарквини С. и Симакину А.Г. за содействие на разных этапах работы, продуктивные обсуждения и замечания, последнему также за рецензию работы, которая позволила улучшить рукопись.

Источники финансирования. Статья подготовлена в рамках госзадания ГЕОХИ РАН по теме "Изучение геохимических, космогонических и космохимических процессов методами математического моделирования".

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Арискин А.А., Николаев Г.С., Данюшевский Л.В. и др. Геохимические свидетельства фракционирования платиноидов иридиевой группы на ранних стадиях кристаллизации довыренских магм (Северное Прибайкалье, Россия) // Геология и геофизика. 2018. № 5. С. 573–588.

Кислов Е.В. Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд. Бурятского НЦ, 1998. 265 с.

Конников Э.Г., Ковязин С.В., Некрасов А.Н., Симакин С.Г. Флюидно-магматическое взаимодействие мантийных магм с породами нижней коры: данные изучения включений в минералах интрузий // Геохимия. 2005. № 10. С. 1–10.

Орсоев Д.А. Анортозиты малосульфидного платиноносного горизонта (Риф I) в верхнерифейском Йоко-Довыренском массиве (Северное Прибайкалье): новые данные по составу, ЭПГ-Си-Ni минерализации, флюидному режиму и условиям образования // Геология рудн. месторождений. 2019. Т. 61. № 4. С. 15–43.

https://doi.org/10.31857/S0016-777061415-43

Перцев Н.Н., Шабынин Л.И. Скарновые, карбонатные и бруситовые ксенолиты Йоко-Довыренского массива. Контактовые процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузивах. М.: Наука, 1978. С. 85–96.

Соболев С.Н., Арискин А.А., Николаев Г.С. и др. Распределения кристаллов по размеру как ключ к эволюции протокумулуса в расслоенных массивах: эксперименты, расчеты и практика определения CSD// Петрология. 2023. Т. 31. № 6. С. 649–665.

Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А. и др. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм: М.: Наука, 1988. 216 с.

Annen C. From plutons to magma chambers: Thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. V. 284. \mathbb{N}_{2} 3–4. P. 409–416. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2009.05.006

Ariskin A.A., Danyushevsky L.V., Kislov E.V. et al. Cu-Ni-PGE fertility of the Yoko-Dovyren layered massif (Northern Transbaikalia, Russia): thermodynamic modeling of sulfide compositions in low mineralized dunites based on quantitative sulfide mineralogy // Mineral. Deposita. 2016. V. 51. № 8. P. 993–1011.

Ariskin A., Danyushevsky L., Nikolaev G. et al. The Dovyren Intrusive Complex (Southern Siberia, Russia): Insights into dynamics of an open magma chamber with implications for parental magma origin, composition, and Cu-Ni-PGE fertility // Lithos. 2018. V. 302–303. P. 242–262.

https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.01.001

Barnes S.J. The effect of trapped liquid crystallization on cumulus mineral compositions in layered intrusions // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 15. P. 71–74.

Boorman S., Boudreau A., Kruger F.J. The Lower Zone-Critical Zone transition of the Bushveld Complex: a quantitative textural study // J. Petrol. 2004. V. 45. N_{\odot} 6. P. 1209–1235.

https://doi.org/10.1093/petrology/egh011

Cabane H., Laporte D., Provost A. An experimental study of Ostwald ripening of olivine and plagioclase in silicate melts: Implications for the growth and size of crystals in magmas // Contrib. Mineral. Petrol. 2005. V. 150. \mathbb{N} 1. P. 37–53.

https://doi.org/10.1007/s00410-005-0002-2

Caricchi L., Burlini L., Ulmer P. et al. Non-Newtonian rheology of crystal-bearing magmas and implications for magma ascent dynamics // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 264. № 3–4. P. 402–419. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.09.032

Cashman K.V., Marsh B.D. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization II: Makaopuhi lava lake // Contrib. Mineral. Petrol. 1988. V. 99. № 3. P. 292–305. https://doi.org/10.1007/BF00375363

DeHoff R.T. A geometrically general theory of diffusion controlled coarsening // Acta Metallurgica et Materialia. 1991. V. 39. № 10. P. 2349–2360.

https://doi.org/10.1016/0956-7151(91)90016-T

Faul U.H., Scott D. Grain growth in partially molten olivine aggregates // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V. 151. № 1. P. 101–111.

https://doi.org/10.1007/s00410-005-0048-1

Godel L.M., Barnes S.J., Barnes S. Deposition mechanisms of magmatic sulphide liquids: evidence from high-resolution X-ray computed tomography and trace element chemistry of komatiite-hosted Disseminated Sulphides // J. Petrol. 2013. V. 54. № 7. P. 1455–1481. https://doi.org/10.1093/petrology/egt018

Helz R.T. The Stillwater Complex, Montana: a subvolcanic magma chamber? // Amer. Mineral. 1995. V. 80. № 11–12. P. 1343–1346.

https://doi.org/10.2138/am-1995-11-1225

Higgins M.D. Origin of anorthosite by textural coarsening: quantitative measurements of a natural sequence of textural development // J. Petrol. 1998. V. 39. \mathbb{N}_{2} 7. P. 1307–1323.

https://doi.org/10.1093/petroj/39.7.1307

Higgins M.D. Measurement of crystal size distributions // Amer. Mineral. 2000. V. 85. № 9. P. 1105–1116. https://doi.org/10.2138/am-2000-8-901

ПЕТРОЛОГИЯ том 32 № 4 2024

Higgins M.D. Quantitative textural measurements in igneous and metamorphic petrology. Cambridge University Press, 2006. 265 p. https://doi.org/10.1017/CBO9780511535574

Holness M.B., Cheadle M.J., McKenzie D. On the use of changes in dihedral angle to decode late-stage textural evolution in cumulates // J. Petrol. 2005. V. 46. N° 8. P. 1565–1583.

https://doi.org/10.1093/petrology/egi026

Huppert H.E., Sparks R.S.J. The fluid dynamics of a basaltic magma chamber replenished by influx of hot, dense ultrabasic magma // Contrib. Mineral. Petrol. 1981. V. 75. \mathbb{N} 3. P. 279–289.

https://doi.org/10.1007/BF01166768

Lavorel G., Le Bars M. Sedimentation of particles in a vigorously convecting fluid // Physical Rev. E – Statistical, Nonlinear, and Soft Matter Physics. 2009. V. 80. \mathbb{N} 4. P. 1–8.

https://doi.org/10.1103/PhysRevE.80.046324

Lifshitz I.M., Slyozov V.V. The kinetics of precipitation from supersaturated solid solutions // J. Phys. Chem. Solids. 1961. V. 19. № 1–2. P. 35–50. https://doi.org/10.1016/0022-3697(61)90054-3

Marsh B.D. On the interpretation of crystal size distributions in magmatic systems // J. Petrol. 1998. V. 39. N_{\odot} 4. P. 553–599.

https://doi.org/10.1093/petroj/39.4.553

Menand T. The mechanics and dynamics of sills in layered elastic rocks and their implications for the growth of laccoliths and other igneous complexes // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. V. 267. \mathbb{N}_{2} 1–2. P. 93–99. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.11.043

Milman-Barris M.S., Beckett J.R., Baker M.B. et al. Zoning of phosphorus in igneous olivine // Contrib. Mineral. Petrol. 2008. V. 155. № 6. P. 739–765. https://doi.org/10.1007/s00410-007-0268-7

Mungall J.E., Su S. Interfacial tension between magmatic sulfide and silicate liquids: Constraints on kinetics of sulfide liquation and sulfide migration through silicate rocks // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 234. N_{2} 1–2. P. 135–149.

https://doi.org/10.1016/j.epsl.2005.02.035

Ni H., Keppler H., Walte N. et al. In situ observation of crystal growth in a basalt melt and the development of crystal size distribution in igneous rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 2014. V. 167. P. 1003. https://doi.org/10.1007/s00410-014-1003-9

Park Y., Hanson B. Experimental investigation of Ostwald-ripening rates of forsterite in the haplobasaltic system // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1999. V. 90. N $^{\circ}$ 1−2. P. 103–113.

https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00023-2

Patočka V., Calzavarini E., Tosi N. Settling of inertial particles in turbulent Rayleigh-Bénard convection // Physical Rev. Fluids. 2020. V. 5. № 11. https://doi.org/10.1103/PhysRevFluids.5.114304 *Resmini R.G.* Modeling of crystal size distributions (CSDs) in sills // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2007. V. 161. No 1-2. P. 118–130.

https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.06.023

Shea T., Hammer J.E., Hellebrand E. et al. Phosphorus and aluminum zoning in olivine: contrasting behavior of two nominally incompatible trace elements // Contrib. Mineral. Petrol. 2019. V. 174. P. 85.

https://doi.org/10.1007/s00410-019-1618-y

Schiavi F., Walte N., Keppler H. First in situ observation of crystallization processes in a basaltic-andesitic melt with the moissanite cell // Geology. 2009. V. 37. N_{2} 11. P. 963–966.

https://doi.org/10.1130/G30087A.1

Simakin A.G., Bindeman I.N. Evolution of crystal sizes in the series of dissolution and precipitation events in open magma systems // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2008. V. 177. № 4. P. 997–1010.

https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.07.012

Simakin A.G., Devyatova V.N., Nekrasov A.N. Crystallization of *Cpx* in the *Ab-Di* system under the oscillating temperature: contrast dynamic modes at different periods of oscillation // Eds. Y. Litvin, O. Safonov. Advances in Experimental and Genetic Mineralogy. Springer Mineralogy. Springer Cham, 2020. https://doi.org/10.1007/978-3-030-42859-4_5

Špillar V., Dolejš D. Kinetic model of nucleation and growth in silicate melts: Implications for igneous textures and their quantitative description // Geochim. Cosmochim. Acta. 2014. V. 131. P. 164–183. https://doi.org/10.1016/j.gca.2014.01.022

Turner J.S., Campbell I.H. Convection and mixing in magma chambers // Earth Sci. Rev. 1986. V. 23. \mathbb{N}° 4. P. 255–352.

https://doi.org/10.1016/0012-8252(86)90015-2

Welsch B., Faure F., Famin V. et al. Dendritic crystallization: a single process for all the textures of olivine in basalts? // J. Petrol. 2013. V. 54. № 3. P. 539–574. https://doi.org/10.1093/petrology/egs077

Welsch B., Hammer J., Hellebrand E. Phosphorus zoning reveals dendritic architecture of olivine // Geology. 2014. V. 42. № 10. P. 867–870. https://doi.org/10.1130/G35691.1

Zieg M.J., Marsh B.D. Crystal size distributions and scaling laws in the quantification of igneous textures // J. Petrol. 2002. V. 43. № 1. P. 85–101. https://doi.org/10.1093/petrology/43.1.85

Three Types of Olivine Crystal Size Distribution in Dunites from the Yoko-Dovyren Layered Massif as Signals of Their Different Crystallization History

S. N. Sobolev¹, A. A. Ariskin^{1, 2}, G. S. Nikolaev¹, I. V. Pshenitsyn¹

¹Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

²Faculty of Geology, Moscow State University, Moscow, Russia

Crystal size distributions (CSD) of olivine were obtained for 17 samples of plagiodunite and *Pl*-bearing dunite from the central part of the Yoko-Dovyren massif, northern Baikal region, Russia. Three types of CSD were identified: loglinear, bimodal, and lognormal. Combining these data with the results of petrological reconstructions, which earlier revealed two main types of the Dovyren magmas (using the method of geochemical thermometry), we proposed a basic scenario of interaction between magmatic suspensions of different temperature to explain the diversity of the CSD. The intratelluric olivine transported by magmas of different temperature, which had not subjected to abrupt cooling or heating in the chamber, retained an original loglinear CSD. For some portions of the hottest magma (~1290°C), it is assumed that the original olivine evolved into a bimodal CSD due to accelerated crystallization at faster cooling of the hightemperature injections contacting relatively cold crystal mush (\sim 1190°C). An interpretation of the lognormal CSD suggests that part of the olivine crystals composing the protocumulate systems efficiently interacted with the pore melt infiltrating upward during the compaction of the underlying crystal mush. This led to cycles of partial dissolution and regrowth of the olivine grains resulting in a final lognormal CSD. The infiltrating hot melt, which was undersaturated with immiscible sulfide liquid, could dissolve sulfides preexisting in the lowtemperature mush. This produced dunites with lognormal CSD relatively depleted in sulfur and chalcophile elements. The lognormal CSD is considered to be a marker of crystal mush regions through which the focused infiltration of the pore melt proceeded.

Keywords: Yoko-Dovyren massif, crystal size distribution, CSD, dunite, compaction, crystal mush, sulfide melt, differentiation dynamics, infiltration focusing, disseminated sulfide mineralization