ISSN 0016-853X Сентябрь - Октябрь 2023

Номер 5



www.sciencejournals.ru

Журнал основан в январе 1965 года. Выходит 6 раз в год.



СОДЕРЖАНИЕ

-

_

Номер 5, 2023

Особенности формирования океанической коры сегмента Срединно-Атлантического хребта между Азорским и Исландским плюмами: результаты геологических и петрогеохимических исследований С. Г. Сколотнев, А. А. Пейве, С. Ю. Соколов, С. А. Докашенко, В. Н. Добролюбов, О. И. Окина, Б. В. Ермолаев, К. О. Добролюбова	3
Эдиакарские и кембрийские вулканогенные и осадочные комплексы Южного Улутау (Центральный Казахстан): строение, обоснование возраста и обстановки формирования	
А. А. Третьяков, К. Е. Дегтярев, Н. А. Каныгина, А. Н. Журавлев, С. Ю. Скузоватов	37
Природа Пучеж-Катункской импактной структуры (центральная часть Восточно-Европейской платформы): результаты изучения U–Th–Pb изотопной системы зерен детритового циркона из эксплозивных брекчий	
С. Ю. Колодяжный, Н. Б. Кузнецов, Т. В. Романюк, А. В. Страшко, Е. А. Шалаева, А. С. Новикова, А. С. Дубенский, К. Г. Ерофеева, В. С. Шешуков	70
Геодинамика и раннемеловой магматизм Северного вулкано-плутонического пояса Верхояно-Колымской складчатой области (Северо-Восток России)	
М. В. Лучицкая, М. В. Герцева, И. В. Сысоев	96

Contents

_

_

Vol. 57, no. 5, 2023

 Oceanic Crust Formation in the Mid-Atlantic Ridge Segment between Azores and Icelandic Plumes: Results of Geological and Petrogeochemical Studies S. G. Skolotnev, A. A. Peyve, S. Yu. Sokolov, S. A. Dokashenko, V. N. Dobrolyubov, O. I. Okina, B. V. Ermolaev, K. O. Dobrolyubova 	3
 Ediacaran and Cambrian Volcanogenic and Sedimentary Complexes of Southern Ulutau (Central Kazakhstan): Structure, Substantiation of Age and Setting of Formation A. A. Tretyakov, K. E. Degtyarev, N. A. Kanygina, A. N. Zhuravlev, S. Yu. Skuzovatov 	37
 The Nature of the Puchezh-Katunki Impact Structure (the Central Part of the East European Platform): Results of the U–Th–Pb Isotope System Study of Detrital Zircons from Explosive Breccias S. Yu. Kolodyazhny, N. B. Kuznetsov, T. V. Romanyuk, A. V. Strashko, E. A. Shalaeva, A. S. Novikova, A. S. Dubenskiy, K. G. Erofeeva, V. S. Sheshukov 	70
Geodynamics and Early Cretaceous Magmatism of the Northern Volcanic-Plutonic Belt of Verkhoyan-Kolyma Fold Area (Northeastern Russia) <i>M. V. Luchitskaya, M. V. Gertseva, I. V. Sysoyev</i>	96

УДК 551.242

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ СЕГМЕНТА СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА МЕЖДУ АЗОРСКИМ И ИСЛАНДСКИМ ПЛЮМАМИ: РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ¹

© 2023 г. С. Г. Сколотнев^{1,} *, А. А. Пейве¹, С. Ю. Соколов¹, С. А. Докашенко¹, В. Н. Добролюбов¹, О. И. Окина¹, Б. В. Ермолаев¹, К. О. Добролюбова¹

¹Геологический институт РАН, Пыжевский пер., д. 7, 119017 Москва, Россия *e-mail: sg_skol@mail.ru Поступила в редакцию 06.07.2023 г. После доработки 08.08.2023 г. Принята к публикации 22.08.2023 г.

По материалам 53-го рейса НИС "Академик Николай Страхов", организованного и проведенного Геологическим институтом РАН с 7 июля по 15 августа 2022 г. в Северной Атлантике, изучены строение океанического дна, состав базальтов и долеритов сегмента Срединно-Атлантического хребта (САХ) между разломами Максвелл и Чарли Гиббс в Северной Атлантике. Установлено, что в этом сегменте САХ вдоль оси спрединга, чередуются участки большей и меньшей магматической продуктивности, которым соответствует более высокий и более низкий рельефа дна. На участках высокого рельефа в осевой зоне формируются спрединговые ячейки, в гребневой зоне доминируют поднятия тектонического и вулканического генезиса. На участках низкого рельефа рифтовая долина состоит из глубоких рифтовых впадин, на флангах развиты невысокие гряды, разделенные широкими депрессиями. Среди изученных вулканитов выделяются океанические толеиты N-. T- и E-MORB. N-толеиты широко распространены и выплавлялись преимущественно из деплетированной мантии (источник DM). Базальты и долериты E-MORB встречаются на участках высокого рельефа. Их мантийный субстрат образован смесью материала DM и EM-2 при подчиненной роли HIMU. Вулканиты T-MORB в основном локализованы на крупных вулканических поднятиях в южной части изученного сегмента САХ и выплавлялись из субстрата, образованного смесью материала DM и HIMU при подчиненной роли EM-2. В нашем исследовании мы реконструировали пассивные и активные типы мантийных неоднородностей, участвовавших в плавлении. Неоднородности пассивного типа представлены блоками преобразованной континентальной литосферы, близкими по составу к мантийному источнику ЕМ-2. Неоднородности активного типа связаны с подъемом микроплюма обогащенной мантии, по составу близкой к HIMU, вблизи разлома Максвелл и с подосевым растеканием микроплюма в северном направлении до разлома Чарли Гиббс.

Ключевые слова: океаническая кора, спрединг, рифтовая долина, поднятия дна, мантийные неоднородности, базальт, долерит, Срединно-Атлантический хребет, Северная Атлантика **DOI:** 10.31857/S0016853X23050089, **EDN:** OSXBKY

введение

Формирование океанической коры в зонах спрединга, механизмы ее возникновения и причины разнообразия представляют несомненный интерес геологического исследования. Разнообразие механизмов формирования океанической коры определяется геодинамическим режимом спрединга, вещественной и температурной неоднородностью верхней мантии, влиянием плюмов нижней мантии и строением океанического дна, что отражается в составе, мощности и структуре океанической коры и характере сочетания данных параметров вдоль оси спрединга.

Геодинамический режим спрединга определяется скоростью спрединга и соотношением тектонических и магматических процессов, меняющихся вдоль оси спрединга. Интенсивность влияния плюмов глубинной мантии зависит от их состава и размера и достигает наибольших значе-

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X23050089 для авторизованных пользователей.



Рис. 1. Схема строения Срединно-Атлантического хребта в Северной Атлантике (по данным [21]). Показан (контур) район проведения работ в 50-м и 53-м рейсах НИС "Академик Николай Страхов" (шкала глубин – справа).

ний при наличии крупных плюмов, локализованных вблизи оси спрединга, к числу которых относятся Исландский и Азорский плюмы, находящиеся в Северной Атлантике [15, 40].

Влияние осевого Исландского плюма на процессы, происходящие в зоне спрединга к югу от него, отражено в структуре и составе пород спредингового хребта Рейкьянес и связано с вдольосевым подлитосферным растеканием плюмового вещества в юго-западном направлении, косо ориентированным по отношению к спредингу [26, 38] (рис. 1).

Окончание хребта Рейкьянес у трансформного разлома Байт (57° с.ш.) является южной границей

влияния Исландского плюма, поскольку далее к югу структуры Срединно-Атлантического хребта (САХ) простираются ортогонально спредингу [16]. Можно ожидать, что влияние Азорского плюма в северном направлении ограничивается разломом Максвелл (47.8° с.ш.) там, где простирание САХ меняется с северо-восточного на северо-западное [46, 49] (см. рис. 1).

В 50-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов", организованном Геологическим институтом РАН (г. Москва, Россия) и проходившем с 8 сентября по 23 октября 2020 г. в Северной Атлантике, при проведении геолого-геофизических исследований в районе трансформного разлома Чарли Гиббс ($52^{\circ}-53^{\circ}$ с.ш.), расположенного между разломами Байт и Максвелл, мы обнаружили, что к югу от трансформного разлома, хребты рифтовых гор, слабо изменяясь по высоте и ширине, достигают разлома [10, 50].

Эти наблюдения свидетельствуют об ослаблении охлаждающегося эффекта трансформного разлома, как правило, резко уменьшающего интенсивность магматизма, что может быть вызвано дополнительным нагревом подлитосферной мантии к югу от разлома Чарли Гиббс, и дает основание предположить, что источником дополнительного тепла было более горячее вещество подлитосферного вдольосевого потока со стороны Азорского плюма [33].

Однако характер вариаций осевой глубины и состава базальтов вдоль оси САХ в Северной Атлантике не позволяет сделать такой однозначный вывод. От Азорского поднятия и до разлома Максвелл глубина рифтовой долины, за исключением нескольких резких подъемов, постепенно возрастает в среднем от 2000 до 3000 м [21] (рис. 2, а).

Севернее параллели 49° с.ш. глубина рифтовой долины резко увеличивается в среднем до 3700 м и остается неизменной до 51.5° с.ш., снова уменьшаясь вблизи разлома Чарли Гиббс. От Исландского поднятия до разлома Байт глубина рифтовой долины постепенно увеличивается в среднем от 200 до 2700 м.

Между разломом Байт и 54.3° с.ш. наблюдается поднятие днища долины на среднюю глубину 2100 м, а затем резкое опускание днища до глубины 2700 м. От параллели 54.3° с.ш. и до северной ветви разлома Чарли Гиббс глубина днища долины постепенно увеличивается до 3000 м.

Между 49° —51.5° с.ш. находится наиболее погруженный участок рифтовой долины САХ между Азорским и Исландским поднятиями. В общем случае, чем больше глубина рифтовой долины, тем менее интенсивна магматическая аккреция коры, ниже температура верхней мантии и меньше степень ее частичного плавления [32]. Уменьшение степени плавления верхней мантии подтверждается высокими концентрациями Na₂O в базальтах этого участка (см. рис. 2, б).

Сегмент САХ между 49°-51.5° с.ш. – это участок наиболее холодной верхней мантии и то, что он является участком, не подверженным влиянию плюмов, вполне вероятно. Помимо температуры, индикаторами влияния плюмов служат повышенные концентрации литофильных элементов и ряда радиогенных изотопов в составе базальтов. Наблюдается встречное уменьшение значений La и других литофильных элементов, ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb в базальтах к северу от Азорского и к югу от Исландского плюмов до параллели 50° с.ш., которая может являться границей между сферами влияния Исландского и Азорского плюмов [46, 49] (см. рис. 2, в-д).

Линия геологической границы между областями влияния Исландского и Азорского плюмов зависит от выбора параметров. Поскольку это вызывало необходимость в дополнительных исследованиях, то в 53-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" было проведено детальное изучение процессов аккреции коры и структурообразования в сегменте САХ между разломами Максвелл и Чарли Гиббс [4, 5].

Целью настоящей статьи является анализ результатов изучения состава и структурной приуроченности вулканических пород, поднятых в 53-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов", состоявшемся в 2022 г.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В ходе экспедиционных работ была проведена батиметрическая съемка дна с помощью глубоководного многолучевого эхолота SeaBat 7150 (фирма RESON). Проведенная съемка охватывает осевую и гребневую зоны Срединно-Атлантического хребта (САХ) в пространстве между 48° с.ш. и 51° с.ш. (далее – полигон Фарадей). Построенная на основе съемки батиметрическая карта послужила основой для выбора объектов опробования [4] (рис. 3).

На 32-х станциях драгирования была собрана коллекция пород из базальтов, габброидов, ультрабазитов, долеритов, метасоматитов, известняков и брекчий. Координаты точек отбора образцов даны в [4] (см. рис. 3). Мы провели изучение долеритов и базальтов.

Валовой состав пород изучался в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН (г. Москва, Россия) методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) на спектрометре S4 Pioneer X-Ray (Bruker, Germany). В некоторых образцах методом РФА также определялись концентрации Sr, Zr, V, Cr, Ni. Результаты измерений представлены в Supplement 1 (Table S1).

После анализа валовых составов отбирались ключевые образцы для геохимических исследований. Концентрации элементов-примесей измерялись методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ISP-MS) в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН (г. Москва, Россия) на масс-спектрометре Element-2 (Thermo Fisher Scientific, Germany). Используемая методика определения микроэлементов в горных породах этим методом описана в работах [42, 43]. Результаты измерений представлены в Supplement 2 (Table S2).

После обработки геохимических данных в наиболее представительных образцах изучались соотношения изотопов ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd,



Рис. 2. Вариации осевой глубины, концентраций Na₂O (в %), La (в г/т) и изотопных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb вбазальтах Срединно-Атлантического хребта (САХ) между Азорским и Исландским поднятиями (по данным [21, 46, 58]). Поднятия: АП – Азорское; ИП – Исландское. Разломы: Б – Байт; ЧГ – Чарли Гиббс; М – Максвелла.

1 – положение разломов; 2 – профиль осевого рельефа САХ; 3 – точки значений

²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb. Определения производились в ЦИИ ВСЕГЕИ МПРиЭ (г. Санкт-Петербург, Россия). Методика измерений изложена в работе [12], результаты измерений представлены в табл. 1.

Также, наряду с породами полигона Фарадей, мы изучили базальты, полученные в 50-м рейсе НИС "Академик Николай Страхов" (8 сент.— 15 окт. 2020 г.) в сегменте САХ между полигоном Фарадей и разломом Чарли Гиббс.



Рис. 3. Батиметрическая карта и схема опробования осевой и гребневой зон Срединно-Атлантического хребта между разломами Чарли Гиббс и Максвелл (по данным 50-го и 53-го рейсов НИС "Академик Николай Страхов" [4, 10, 50]). Показано: границы (линии белым) между участками разного строения; номера участков (цифры красным); станции успешного драгирования (кружки белым), указаны номера станций; шкала глубин (вверху справа). Обозначены (цифры белым) номера морфоструктур по порядку упоминания в тексте: внутриокеанические комплексы (1, 8, 12, 15); рифтовая впадина (2); неовулканическая гряда (3); нетрансформное смещение (4); рифтовые горы (5, 6, 9, 16); поднятие: овальное (7), вулканическое (10, 17), неовулканическое (13); гора Фарадей (11); депрессия (14).

№ п/п	Образец	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁸ Pb/ ²⁰⁴ Pb
1	S5322/1	0.703402	0.513083	19.07	15.59	38.47
2	S5324/7	0.703711	0.512981	18.49	15.53	38.48
3	S5329/7	0.703598	0.513006	18.59	15.49	38.33
4	S5330/3	0.702917	0.513164	18.28	15.58	38.60

Таблица 1. Изотопные составы отобранных образцов базальтов и долеритов.

СТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ПОЛИГОНА ФАРАДЕЙ

Полигон Фарадей находится севернее разлома Максвелл, где генеральное простирание Срединно-Атлантического хребта (САХ) изменяется с северо-восточного L ~ 20° на северо-западное L ~ ~ 337°, в этом районе направление спрединга субширотное и равно L96° [5, 39] (см. рис. 1).

Полигон Фарадей охватывает осевую и гребневую зоны САХ между параллелями 48° с.ш. и 51.3° с.ш., по его простиранию сменяется несколько участков различного строения (см. рис. 3).

Строение участков полигона Фарадей

Участок-1. Данный участок протягивается от северной границы полигона до широты 50.70° с.ш. На этом участке простирание рифтовой долины ортогонально направлению спрединга и составляет 6°.

Участок-1 состоит из двух спрединговых ячеек, продолжающих друг друга практически без смещения [1, 23, 37]. Рифтовая долина шириной 15—17 км в центральных частях ячеек имеет наименьшую глубину до 3240 м, которая увеличивается к обеим дистальным частям на 500—550 м. В центральной части ячеек сформировались неовулканические хребты длиной до 10 км, шириной до 1.5 км и высотой до 100 м. Со склонов неовулканического хребта более южной ячейки на станции \$5305 драгированы свежие пиллоу базальты.

В гребневой зоне САХ напротив этих ячеек распространены рифтовые горы, в основном параллельные рифтовой долине. В более северной ячейке это хребты шириной до 6 км и высотой до 700 м, в более южной ячейке — мелкие невысокие гряды (3 км и 400 м, соответственно). На восточном фланге более северной ячейки в пределах полигона имеются два куполовидные поднятия размером около 13 × 10 км, возвышающиеся до глубины 1030 м (см. рис. 3, *1*).

На их поверхности видны борозды тектонического выпахивания, что указывает на то, что они являются внутренними океаническими комплексами (BOK), т.е. структурами характерными для дистальных частей спрединговых ячеек с редуцированным магматизмом [19]. Это подтверждается и данными по их опробованию, с их склонов подняты базальты, габброиды и серпентинизированные перидотиты (станции \$5331 и \$5332).

От участка-1 до разлома Чарли Гиббс располагаются три типичные спрединговые ячейки, слабо смещенные относительно друг друга по нетрансформным смещениям. Здесь рифтовые долины ортогональны спредингу и сложены базальтами. Дно рифтовой долины в центральной части самой северной ячейки достигает малых глубин 2750 м, а хребты рифтовых гор напротив этой ячейки, не изменяясь по ширине и высоте, стыкуются с долиной разлома Чарли Гиббс.

Из зоны интерсекта рифт-разлом, где обычно распространены глубинные породы, драгированы базальты (станция S5005). Эти факты указывают на большую интенсивность магматической активности в пределах этой спрединговой ячейки, которая слабо снижается охлаждающим воздействием крупного трансформного разлома Чарли Гиббс.

Участок-2. На следующем к югу участке-2, который протягивается до широты 50.25° с.ш., рифтовая долина в целом имеет косое по отношению к направлению спрединга простирание 320° , а спрединговые ячейки как таковые отсутствуют. Осевая зона состоит из нескольких глубоких изометричных в плане рифтовых впадин средним диаметром 8 км и глубиной дна до 4250 м (см. рис. 3, 2).

Каждая более северная впадина сдвинута к западу на 3–5 км относительно более южной впадины. Между собой впадины разделены небольшими поднятиями, достигающими глубины 3970 м, которые завершаются узкими невысокими неовулканическими грядами длиной 3–8 км, шириной до 2.5 км и высотой 100–250 м, в основном ортогональными направлению спрединга (см. рис. 3, *3*). Со склонов двух таких поднятий (станции S5303 и S5304) подняты пиллоу базальты. В гребневой зоне развиты невысокие гряды в основном параллельные рифтовой долине.

Участок-3. Данный участок протягивающийся до параллели 49.90° с.ш., отделяется от участка-2 нетрансформным смещением с офсетом ~18 км, проходящим на широте 50.25° с.ш. и образованным впадиной глубиной до 4100 м (см. рис. 3, 4).

Осевая зона участка-3 представляет собой спрединговую ячейку, в центральной части которой дно рифтовой долины, имеющей субмеридиональное простирание, располагается на заметно меньших глубинах — 3500 м, чем в ее дистальных частях — 3750 м.

В центральной части протягивается узкий (до 1 км) неовулканический хребет высотой 250 м.

С западного борта рифтовой долины в ее северной дистальной части на станции S5316 драгированы серпентинизированные ультрабазиты, габбро и долериты. Оба фланга гребневой зоны представляют собой линейные поднятия вытянутые параллельно направлению спрединга. Их средняя глубина около 2100 м, а минимальные глубины доходят до 1430 м (на западе) и 1270 м (на востоке). Строение флангов асимметрично.

На западном фланге наблюдается система из субпараллельных хребтов с простиранием ∟340°, косо расположенных по отношению к направлению спрединга (см. рис. 3, 5). Некоторые хребты венчаются вулканическими постройками. Их длина (20–25 км) соразмерна длине спрединговой ячейки, ширина варьирует от 2 до 4 км, средняя высота над дном разделяющих их депрессий 500–750 м.

Со склонов одного из этих хребтов на станциях S5317, S5329 и S5330 драгированы главным образом базальты и незначительно долериты, габброиды и ультрабазиты. При этом на наиболее глубокой станции S5329 в базальтах вторичные минералы представлены хлоритом, на промежуточной по глубине станции S5317 — смектитом, на наиболее неглубоко расположенной станции S5330 базальты свежие. Этот факт указывает на то, что на данном хребте опробован относительно мощный базальтовый разрез, поскольку в соответствии с распределением глинистых минералов по разрезу базальтов в рифтовой долине хлорит сменяется смектитом на глубине около 500 м [14].

На восточном фланге непосредственно около рифта на протяжении ~20 км имеется несколько субпараллельных хребтов с простиранием ортогональным направлению спрединга, с вершинами на средней глубине 2700 м (см. рис. 3, *6*).

Далее к востоку следует серия сочлененных овальных поднятий средним диаметром около 16 км, высотой 2000 м над окрестным дном (см. рис. 3, 7).

Со склонов овальных поднятий на станциях S5310, S5311, S5312, S5313 и S5314 подняты в основном серпентинизированные ультрабазиты, небольшое количество габброидов, базальтов и долеритов.

Участок-4. Данный участок со структурами косыми по отношению к спредингу протягивается до широты 49.65° с.ш. Простирание рифтовой долины и рифтовых гор составляет ∟330°. По своему строению этот участок аналогичен строению участка-2. Эшелонированные рифтовые впадины имеют глубину до 4250 м. Хребты рифтовых гор крупнее рифтовых гор на участке-2, в среднем их ширина 4–5 км, а вершины достигают глубин 2500 м. На станции \$5309 с восточного борта рифтовой долины драгированы базальты.

Участок-5. Следующий к югу участок-5 со структурами ортогональными спредингу протягивается до широты 49.15° с.ш. и отделяется от участка-4 нетрансформным смещением с офсетом 6 км. Участок состоит из двух спрединговых ячеек, разделенных небольшим нетрансформным смещением с офсетом ~2 км.

В северной ячейке дно рифтовой долины в центральной части поднимается до глубины 3250 м, в дистальных частях опускается — на юге до глубины 4000 м и на севере до глубины 3900 м.

В наименее глубоких частях рифтовой долины сформировались небольшие неовулканические хребты. С бортов рифтовой долины на станциях S5307 и S5326 подняты базальты и немного долеритов и габбро.

На восточном фланге напротив северной ячейки наблюдается рельеф типичных рифтовых гор с хорошо развитыми хребтами параллельными рифтовой долине, часть из которых на юге сочленяется с куполовидными поднятиями, которые по своему структурному положению и размерам (в плане около 10×10 км, вершины на отметках до 2000 м) схожи с ВОК (см. рис. 3, 8).

Об этом свидетельствуют и данные опробования одного из них, поскольку с его склона на станции S5327 подняты исключительно серпентинизированные ультрабазиты.

На западном фланге в пририфтовой полосе развиты два хребта параллельные рифтовой долине (см. рис. 3, 9).

Далее к западу сформировалось поднятие из близко расположенных хребтов и овальных поднятий (см. рис. 3, *10*).

Средний глубинный уровень поднятия около 2000 м, а наименьшая глубина наблюдается на горе Фарадей — менее 1000 м [21] (см. рис. 3, *11*).

Хребты в составе этого массива имеют простирание от 330° и до 340°. С двух различных склонов горы Фарадей получены габбро, базальты свежие и со смектитом, а также долериты (станции \$5306, \$5308), с наиболее западной горы поднятия драгированы только базальты со смектитом (станция \$5328).

В южной спрединговой ячейке на флангах рельеф низкий, только непосредственно пририфтовые хребты на обоих флангах более высокие и протяженные, а далее на флангах преобладает мелкогрядовый рельеф с доминированием

депрессий. Простирание структур косое по отношению к спредингу.

Участок-6. Более южный участок-6 со структурами косыми по отношению к спредингу протягивается до широты 48.85° с.ш., простирание рифтовой долины 345°. В осевой части он имеет строение близкое с другими участками, в которых рифтовая долина расположена косо (участок-2 и участок-4), но в гребневой зоне наблюдаются заметные отличия.

На западном фланге развит низкий мелкогрядовый рельеф, такой же, как и в южной части более северного участка-5. На восточном фланге рельеф существенно более высокий и состоит из высоких хребтов с простиранием 345° , заключающих несколько куполовидных поднятий размером от 5×5 км до 10×10 км, достигающих глубин 1900 м (см. рис. 3, *12*).

Со склонов одного из них на станции S5324 драгированы серпентинизированные перидотиты и небольшое количество базальтов.

Участок-7. Следующий к югу участок-7 со структурами ортогональными спредингу протягивается до широты 48.25° с.ш. На данный момент этот участок представляет собой одну протяженную спрединговую ячейку.

С обеих дистальных частей ячейки начинается быстрый подъем днища рифтовой долины с глубины 3500 м до 3000 м, а в центре ячейки, смещенном к ее южной части, рифтовая долина исчезает, поскольку здесь сформировалось крупное овальное поднятие диаметром ~20 км, достигающее глубины 1600 м, его высота над днищем рифтовой долины 1400 м (см. рис. 3, *13*).

Оно имеет вулканическое происхождение, поскольку с его склона драгированы свежие базальты (станция \$5322). От этого неовулканического поднятия в северном направлении отходят два неовулканических хребта шириной 2—4 км и высотой над дном рифтовой долины до 1000 м. Строение гребневой зоны показывает, что ранее в пределах участка-7 существовали две спрединговые ячейки, при этом напротив каждой из них на обоих флангах сформировались системы типовых рифтовых гор, разделенных на каждом фланге понижениями в рельефе (см. рис. 3, 14).

В северной ячейке некоторые хребты рифтовых гор на западном фланге сочленяются с овальными и продолговатыми поднятиями средним размером 10×12 км, слившимися друг с другом и поднимающимися в среднем до глубины 1300 м (см. рис. 3, 15).

Со склона одного из них драгированы только габброиды (станция S5323). Напротив южной спрединговой ячейки на восточном фланге гребневой зоны развиты узкие (2–3 км) высокие (вершины на глубине до 1700 м) протяженные, близко

расположенные хребты, с которых получены базальты (станции S5320 и S5321) (см. рис. 3, 16).

Эта система хребтов заканчивается на востоке крупным продолговатым высоким поднятием размером 20×30 км, поднимающимся до глубины 1400 м и завершенной мелкими грядами с простиранием близким простиранию рифтовой долины (см. рис. 3, *17*). Мы полагаем, что данное поднятие также имеет вулканическое происхождение, т.к. с его склона подняты базальты и долериты (станция \$5319).

В сравнительно недавнее время в пределах участка-7 произошла проградация южной спрединговой ячейки в область северной ячейки. Учитывая, что в это время в осевой зоне южной ячейки происходило формирование крупного неовулканического поднятия, можно ожидать, что причина этой проградации заключается в резком увеличении магматической активности в южной ячейке.

Участок-8. Последний к югу участок-8 протягивается до окончания полигона Фарадей и, повидимому, представлен только своим северным фрагментом, в котором наблюдается рифтовая впадина с небольшой неовулканической грядой, простирающейся ортогонально спредингу. На обоих флангах симметрично развита система рифтовых гор, образованных хребтами умеренной высоты с простиранием ∟330° косым по отношению к спредингу.

Структурные особенности полигона Фарадей

В строении полигона Фарадей нами выявлены две основные структурные особенности.

• На протяжении полигона Фарадей чередуются участки с низким и высоким рельефом дна вдоль оси САХ. На участках с высоким рельефом (1, 3, 5) глубина рифтовой долины варьирует от 3240 м до 4000 м, а на участках с низким рельефом (2, 4, 6) – 3970–4250 м (см. рис. 3).

На участке-7, на котором наиболее высокий рельеф, глубина рифтовой долины варьирует в диапазоне 3000—3500 м. Строение осевой зоны участков с высоким рельефом, за исключением участка-7, характерно для типичных спрединговых ячеек. Рифтовая долина наиболее глубокая в дистальных частях и ее днище поднимается к центральной части, которая является центром подосевого апвеллинга астеносферной мантии (диапиризма) и соответственно магматической активности, ослабевающей к дистальным частям ячейки [1, 17, 35, 44].

В центральных частях ячейки наиболее крупные неовулканические хребты. Гребневые зоны этих участков также обладают повышенным рельефом и имеют в разных участках разное строение, при этом в каждом случае западный и восточный склоны ячейки асимметричны.

В наиболее северном участке-1 строение гребневой зоны наиболее типичное для таких зон. На обоих флангах сформировались рифтовые горы, близкие по строению, но в дистальной части южной ячейки на восточном фланге сформировалось несколько куполовидных поднятий ВОК.

На участке-3 на западном фланге развита система крупных высоких хребтов северо-западного простирания, разделенных широкими и глубокими депрессиями и сложенных базальтами. В строении восточного фланга этого участка доминирует система овальных поднятий, схожих с таковыми, образованными внутренними океаническими комплексами (ВОК). И хотя они также сложены глубинными породами, они не могут быть отнесены к ВОК, поскольку мелкие структуры, наложенные на их поверхность, ортогональны спредингу. Учитывая широкое распространение в пределах мелких структур серпентинизированных ультрабазитов, можно ожидать, что они сформировались в результате подъема блоков литосферы, вызванного процессами серпентинизации верхней мантии.

Близкий структурный парагенез наблюдался нами в районе мегатрансформной системы Долдрамс, где между трансформами Вернадского– Пущаровского–Богданова на западном фланге сформировались системы крупных хребтов, являющихся бывшими неовулканическими хребтами, а на восточном фланге – системы овальных поднятий, сложенных серпентинизированными ультрабазитами [9].

Было сделано предположение, что такой структурный парагенез образуется при дефиците магматического бюджета, при этом происходят редкие, но мощные импульсы магматизма, приводящие к возникновению крупных неовулканических хребтов. В промежутках между магматическими импульсами в пределах днища рифтовой долины происходит серпентинизация близко расположенного мантийного материала с последующим подъемом его отдельных блоков и формированием овальных поднятий. Мы полагаем, что аналогичный механизм формирования гребневых структур можно применить и для участка-3 полигона Фарадей.

На участке-5 на восточном фланге развиты типичные рифтовые горы и куполовидные структуры ВОК. Западный фланг участка-5— это один из наиболее высоких фрагментов всего полигона Фарадей, здесь сформировалась система из высоких косых хребтов северо-западного простирания и слившихся с ними овальных и продолговатых поднятий, которые по размерам и морфологическим свойствам схожи с крупным неовулканическим поднятием участка-7. Одно из поднятий сложено базальтами, что дает основание для предположения о вулканической природе этой системы хребтов и поднятий (блока). С подножия горы Фарадей, наряду с базальтами и долеритами, были подняты габброиды.

Основываясь на проведенном анализе полученных данных, мы считаем, что западный фланг участка-5 образовался в осевой зоне спрединга в условиях близких к таковым, какие существуют в настоящее время в осевой части участка-7, но в более раннюю эпоху. В соответствии с возрастом океанического дна, определенным при расшифровке полосовых магнитных аномалий [4, 5], это произошло ~2.58 млн лет назад, когда на этом участке магматическая активность была, по-видимому, много интенсивнее. Очевидно, что с момента своего образования этот участок дна испытал блоковое поднятие, в результате чего были вскрыты более глубинные породы – габброиды.

Участок-7 выделяется аномальным строением осевой зоны вследствие формирования здесь крупного вулканического поднятия, перегородившего рифтовую долину и сделавшего ее необычайно высокой в дистальных частях ячейки. Это является свидетельством того, что на данный момент этот участок является центром наиболее интенсивного магматизма. Всплески интенсивности были и в более ранние эпохи, чему соответствует формирование крупного вулканического поднятия на восточном фланге на участке дна с возрастом 2.58 млн лет [4, 5]. Вероятно, центр наибольшей магматической активности в изученном сегменте САХ ~2.58 млн лет назад сместился с участка-5, где сформировалась гора Фарадей, в район участка-7.

Участки низкого рельефа имеют другое строение. Здесь рифтовая долина состоит из отдельных глубоких рифтовых впадин, более северные впадины кулисообразно смещены к западу относительно более южных впадин. Впадины разделены мелкими неовулканическими грядами ортогональными спредингу.

На этих участках на флангах САХ сформировался низкий рельеф, образованный грядами и мелкими невысокими хребтами северо-западного простирания, разделенными широкими депрессиями. Иногда здесь наблюдаются куполовидные поднятия типа ВОК. По всем признакам участки с низким рельефом это области наименьшей магматической активности и продуктивности, как в настоящее время, так и раньше. В наиболее южном участке-6 высота хребтов на флангах значительно выше, чем в участке-2 и участке-4, — это свидетельствует о том, здесь повышена вулканическая активность в сравнении с участками, имеющими более низкий рельеф.

Особенности распределения интенсивности магматизма и аккреции коры по площади поли-

гона Фарадей подтверждаются характером распределения гравитационных аномалий в редукции Буге (АБ) [5]. Наиболее обширная область их наименьших значений, соответствующих наибольшей мощности коры и/или большему нагреву подлитосферной мантии, наблюдается в районе участка-7, в котором сформировались осевое вулканическое поднятие и высокие вулканические поднятия на восточном фланге.

Пятна наименьших значений обособляются также на других участках высокого рельефа: 1, 3 и 5, при этом участок-1 переходит также в очень обширную область низких значений АБ, расположенную непосредственно южнее разлома Чарли Гиббс [5]. В осевой зоне всех участков с низким рельефом преобладают поля существенно более высоких значений аномалий в редукции Буге, вытянутых в северо-западном направлении.

Таким образом, можно утверждать, что в строении полигона Фарадей чередуются участки с большей и меньшей интенсивностью магматической продуктивности коры и соответственно с большей и меньшей температурой верхней мантии:

- первые - это участки высокого рельефа,

- вторые - это участки низкого рельефа.

При этом средняя высота рельефа, как на участках низкого рельефа, так и на участках высокого рельефа уменьшается от участка-7 в северном направлении, снова возрастая непосредственно у разлома Чарли Гиббс.

Следующей структурной особенностью полигона Фарадей является наложение двух структурных планов:

 субмеридионального, ортогонального спредингу;

 северо-западного, косого по отношению к спредингу.

Субмеридиональные структуры доминируют на участках с высоким рельефом. Структуры северо-западного простирания преобладают на участках с низким рельефом, хотя здесь имеются и структуры субмеридионального простирания в виде небольших неовулканических гряд, сформировавшихся внутри рифтовых впадин.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ И ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ БАЗАЛЬТОВ И ДОЛЕРИТОВ

Петрография

В собранной коллекции преобладают афировые базальты. В шлифах хорошо раскристаллизованных разностей в интерстициях между микролитами плагиоклаза располагаются зерна клинопироксена неправильной формы и в подчиненном количестве опаковые зерна рудного минерала. В большинстве базальтов распространены ромбовидные субфенокристы оливина (размером 0.25–0.5 мм, в количестве 1–3 об. %), иногда в сростках с субфенокристами плагиоклаза и клинопироксена (размером до 1 мм).

Среди порфировых базальтов доминируют плагиоклаз порфировые разности. По количеству вкрапленников они подразделяются на редко (1–2 об. %), умеренно (3–4 об. %) и обильно (6–10 об. %) порфировые.

Вкрапленники представлены фенокристами таблитчатой формы размером 1-12 мм и ксенокристами (3-15 мм) неправильной формы, часто в виде агрегатов из нескольких зерен. Некоторые ксенокристы содержат палочковидные включения апатита. Редко встречаются оливин (1-3 об. %), плагиоклаз и клинорироксен (1-3 об. %), плагиоклаз и оливин (1-2 об. %), порфировые базальты.

При этом размер вкрапленников клинопироксена и оливина 0.8—1.5 мм.

Среди базальтов выделяются разности с большим количеством рудного минерала (2–3 об. %), тогда как в подавляющем числе образцов оно не более 1 об. %. Базальты слабо и умеренно пористые (1–5 об. %). Округлые везикулы диаметром 0.15-3 мм чаще пустые.

Базальты, поднятые из рифтовой долины свежие, за ее пределами в них развиваются вторичные минералы (от 2–3 до 10 об. %), среди которых преобладает смектит, реже – хлорит, происходит частичная палагонитизация закалочного стекла.

Долериты резко отличаются от базальтов своей структурой, для которой характерны близкие размеры и степень идиоморфизма зерен плагиоклаза и клинопироксена. Среди них выделяются афировые и плагиоклаз (2–6 об. %) порфировые разности, имеются образцы с большим количеством рудного минерала (2–3 об. %). Долериты изменены от 2–3 об. % до 8–10 об. %. Хлорит, иногда в ассоциации с актинолитом, частично развивается по всем породообразующим минералам, плагиоклазы частично альбитизируются, рудный минерал может замещаться лейкоксеном.

Вариации валового состава пород

Изученные базальты и долериты отличаются большой пестротой составов, закономерности вариаций которых позволяет выявить анализ двойных вариационных диаграмм.

На основе вариационных диаграмм MgO-оксид, построенных на основе приложения Supplement 1: Table S1, выделено несколько групп (типов) базальтов и долеритов, объединенных общими петрохимическими параметрами, для их характеристики мы также привлекли данные по концентрациям Cr, Ni, V, Zr, Sr, определенным рентгенофлуоресцентным методом (рис. 4). Несколько из этих групп (далее — когерентные группы) на одной или нескольких диаграммах образуют протяженные субпараллельные поля (см. рис. 4). К числу когерентных групп принадлежит и основная группа, которая объединяет большинство изученных вулканитов, имеющих умеренные концентрации рассматриваемых оксидов и элементов.

Породы основной группы на диаграммах $MgO-TiO_2$, Fe_2O_3 , Na_2O , Cr, Ni, V, Zr, Sr образуют компактные поля значений с отчетливыми трендами возрастания концентраций:

 $- \text{TiO}_2 (1.17 - 1.61\%);$

 $- \text{Fe}_2\text{O}_3 (10.93 - 12.14\%);$

- Na₂O (2.52-3.17%);
- -V (236-310 г/т);
- Zr (80-100 г/т);
- Sr (100-120 г/т)

и уменьшения концентраций Cr (748–134 г/т) и Ni (191–83 г/т) с понижением значений MgO (8.3–4.9%).

На диаграмме $MgO-Al_2O_3$ (14.66—16.48%) поле значений обнаруживает слабую тенденцию к росту Al_2O_3 , а на диаграмме MgO-CaO (10.85— 11.65%) — к понижению CaO с уменьшением содержаний MgO.

На диаграммах MgO–SiO₂ (48.64–50.66%), K₂O и P_2O_5 наблюдаются широкие поля значений базальтов основной группы. Такой характер вариаций отражает процесс фракционной кристаллизации первичных базальтовых расплавов, из которых в ходе их подъема из темноцветных минералов кристаллизуются более магнезиальные оливины и клинопироксены, с которыми уходят также Ca, Cr и Ni, что приводит к обогащению остаточного расплава Fe, Ti, Na, V, Zr, Sr и незначительно Al.

На диаграмме $MgO-TiO_2$ субпараллельно полю пород основной группы протягивается поле вулканитов, которые при тех же самых значениях MgO имеют более высокие концентрации TiO₂ в сравнении с породами основной группы, петрографически они выделяются большим содержанием Fe-Ti рудных минералов (см. рис. 4, а).

Поле объединяет две группы образцов. Породы одной группы (образцы S5307/1,2,4,5, S5309/7, S5314/1, S5326/4, S5329/5) характеризуются также заметно более высокими концентрациями Fe₂O₃ и Zr, пониженными значениями Al₂O₃ (13.03– 14.55%) и CaO (в дальнейшем группа высокотитанистых высокожелезистых пород). При этом с уменьшением значений MgO отчетливо возрастают содержания TiO₂ (1.66–2.03%), Fe₂O₃ (12.94– 14.37%), Zr (90–138 г/т) и уменьшаются – CaO (11.58–9.77%).

Умеренно плагиоклаз порфировый базальт \$5314/1 из этой группы имеет более высокие значения Al_2O_3 (15.45%). У образцов второй группы концентрации Fe_2O_3 такие же, как и у вулканитов основной группы, но у них повышенные значения Na_2O (2.82–3.01%) и V (271–303 г/т) при TiO₂ (1.35–1.79%) (далее – группа высокотитанистых пород). Они представлены образцами S5309/1, S5005/3, 4, 5, 6, 9, 10, 11, 12, 14 (см. рис. 4).

На диаграмме MgO–Fe₂O₃ субпараллельно полю основной группы протягивается поле базальтов, которые при тех же самых значениях MgO имеют заметно более высокие концентрации Fe₂O₃ (12.08–14.62%) в сравнении с породами основной группы (см. рис. 4, б).

В это поле попадают образцы высокотитанистой высокожелезистой группы, а также большое количество базальтов, у которых концентрации TiO_2 такие же, как и у пород основной группы (в дальнейшем группа высокожелезистых пород).

Высокожелезистые базальты (S5304/5, S5309/ 4, 6, S5322/4, S5324/3, 5, S5329/6, S5330/5, S5332/ 2, 5) в сравнении с породами основной группы имеют более низкие концентрации Na₂O (2.48– 2.77%) и Al₂O₃ (13.88–15.13%), отдельные базальты отличаются очень высокой концентрацией Cr (603–976 г/т).

У большой группы вулканитов (\$5304/7, \$5321/3, \$5322/1, \$5330/3, \$5003/2, 6, 9, 12, 15, 18, 19, 21, 26, 29), в отличие от пород основной группы, определены более высокие концентрациями CaO (11.79–12.47%) (далее – группа высококальциевых пород) и более низкие – TiO₂ (1.24– 1.44%), они хорошо выделяются на диаграмме MgO-CaO (см. рис. 4, в).

На этой диаграмме также отчетливо выделяется поле составов с более низкими концентрациями СаО. Оно образовано вулканитами высокотитанистой высокожелезистой, высокотитанистой и высокожелезистой групп.

На диаграмме $MgO-Na_2O$ выделяется поле базальтов с более высокими концентрациями Na_2O (см. рис. 4, г).

Его значительную часть составляют выше охарактеризованные базальты высокотитанистой группы. Однако здесь также присутствуют образцы с Na₂O 2.99–3.18%, но с невысокими концентрациями TiO₂ (S5303/1, S5305/14, 15, S5332/6) (далее – группа высоконатровых пород).

На вариационных диаграммах обособляются две группы вулканитов, которые заметно отличаются по составу от пород когерентных групп. Более многочисленная из них выделяется на диаграмме MgO-Al₂O₃ более высокими концентрациями глинозема (Al₂O₃ = 16.04–22.92%), а на диаграмме MgO-CaO более высокими значениями CaO (11.49–14.48%) при тех же самых зна-



Рис. 4. Диаграммы вариаций концентраций петрогенных оксидов (в %) и V (в г/т) в зависимости от содержания MgO (в %) в базальтах и долеритах.

Тренды вариаций (линии черным) состава пород внутри групп:

(а) – высокотитанистой высокожелезистой и высокотитанистой; (б) – высокожелезистой и высокотитанистой высокожелезистой; (в) – высококальциевой (верхняя линия) и высокотитанистой высокожелезистой (нижняя линия);
(г) – высоконатровой и высокотитанистой; (д) – высокотитанистой высокожелезистой; (е) – высококалиевой;
(ж) – высокофосфористой; (з) – высокотитанистой.
1-8 – петрохимические группы базальтов и долеритов: 1 – высокоглиноземистых, 2 – высокотитанистых высоко-

1-8 – петрохимические группы базальтов и долеритов: 1 – высокоглиноземистых, 2 – высокотитанистых высокожелезистых, 3 – высокожелезистых, 4 – основной, 5 – низкоглиноземистых, 6 – высококальциевых, 7 – высоконатровых, 8 – высокотитанистых; 9–12 – тренды вариаций пород в петрохимических группах: 9 – основной, 10 – высокоглиноземистой, 11 – низкоглиноземистой чениях MgO (в дальнейшем группа высокоглиноземистых пород) (см. рис. 4, д).

Данные породы характеризуются пониженными концентрациями SiO_2 , TiO_2 , Fe_2O_3 , Na_2O , P_2O_5 V, Zr и повышенными — Sr, Cr и Ni. Среди высокоглиноземистых вулканитов выделяются две петрографические подгруппы:

- афировые (\$5303/2, 4, 5, 7, \$5322/5, 8);

обильно плагиоклаз порфировые (\$5316/22, \$5318/4, \$5319/1, \$5320/7, \$5321/1, \$5326/2, 7, 8, \$5330/4, \$5001/1-38, \$5002/1-7, \$5003/1, 25, 28, \$5005/8, 13).

Несмотря на такое различие в минералогическом составе на большинстве диаграмм высокоглиноземистые вулканиты формируют единые обособленные поля фигуративных точек.

На диаграмме MgO–Al₂O₃ поле этих пород обнаруживает отчетливый тренд повышения концентрации Al₂O₃ с уменьшением значений MgO. На других диаграммах MgO–оксид, элемент с уменьшением MgO последовательно уменьшаются содержания TiO₂, Fe₂O₃, Cr, Ni, V, Zr и увеличиваются содержания CaO и Sr (см. рис. 4, д).

Такое поведение элементов в случае с плагиоклаз порфировыми вулканитами отражает последовательное увеличение в породе доли вкрапленников плагиоклаза. Очевидно, в случае с афировыми породами, возможно ожидать, что в ходе их образования происходило последовательное растворение в расплаве вкрапленников плагиоклаза.

Базальты и долериты еще одной самостоятельной группы, в которую входят образцы S5324/7, S5328/4, S5329/2,7,9, S5331/1 и S5332/1, резко отличаются от остальных вулканитов существенно более низкими концентрациями глинозема ($Al_2O_3 = 11.43 - 13.54\%$) (в дальнейшем группа низкоглиноземистых пород) (см. рис. 4, д).

Петрографически к ним относятся афировые и редко плагиоклаз порфировые базальты и долерит S5329/7, все они с большим количеством рудного минерала. Базальты как свежие, так и измененные либо со смектитом, либо с хлоритом.

Для них свойственны существенно более высокие, в сравнении с основной массой изученных пород, концентрации:

 $- \text{TiO}_2 (2.17 - 3.16\%);$

 $- Fe_2O_3 (14.70 - 18.90\%);$

 $-P_2O_5$, Zr, Sr, V (261–358 г/т)

и более низкие содержания:

- MgO (2.63-5.44%);

- CaO (7.49-9.88%);

- Cr (41 - 271 r/r);

- Ni (23-101 г/т).

Иной характер распределения базальтов и долеритов по группам наблюдается на диаграммах

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2023

MgO- K_2O , P_2O_5 . На диаграмме MgO- K_2O основная часть образцов образует компактное поле составов с отчетливой тенденцией повышения концентраций K_2O (от 0.08% до 0.29%) с понижением содержания MgO (см. рис. 4, е).

Небольшое количество образцов (S5318/11, S5319/1, 4, S5314/1, S5320/1, 2, 4, 5, S5321/3, S5322/1, 5, S5324/3, S5330/3, S5332/2) имеет более высокие концентрации K₂O (0.15–0.51%) при тех же самых значениях MgO (в дальнейшем высококалиевые породы). Они также в целом имеют более высокие концентрации Sr (125–200 г/т) и P₂O₅ (0.10–0.17%). Среди высококалиевых образцов имеются представители нескольких выделенных выше когерентных групп, а также высокоглиноземистых вулканитов.

Низкоглиноземистые породы по уровню концентраций K₂O также подразделяются на низкокалиевые (K₂O = 0.18–0.27%) (S5329/2, S5331/1 и S5332/1) и высококалиевые (K₂O = 0.44–0.79%) (S5324/7, S5328/4, S5329/7, S5329/9) (см. рис. 4, е).

Высококалиевые вулканиты имеют более высокие концентрации P_2O_5 (0.13–0.27% против 0.17–0.21%), Zr (205–240 г/т против 118–179 г/т), Sr (253–301 г/т против 194–257 г/т). С понижением значений MgO в них возрастают концентрации Al_2O_3 и Na₂O и уменьшаются – CaO, Cr, Ni, V, что говорит об осаждении из их расплавов оливина и клинопироксена при незначительной доле плагиоклаза.

В этом же направлении наблюдается возрастание концентрации P_2O_5 до 0.27% у образца S5328/4, а затем она резко снижается до 0.13% у самого низкомагнезиального базальта S5324/7, указывая на осаждения из расплава апатита на последних этапах его дифференциации.

С понижением значений MgO концентрации TiO_2 сначала возрастают от 2.62% (образец S5332/1) до 3.16% (образец S5329/9), а затем снижаются, — у наиболее дифференцированного образца S5324/7 составляют 2.17%. Вместе с TiO_2 снижаются и концентрации Fe_2O_3 , что свидетельствует об осаждении из расплава на поздних этапах дифференциации расплава Fe—Ti рудных минералов.

На диаграмме $MgO-P_2O_5$ две больших группы вулканитов образуют два поля составов с отчетливой тенденцией повышения концентраций P_2O_5 с понижением содержания MgO: более низкое (от 0.07% до 0.12%) и более высокое (от 0.10% до 0.17%) (см. рис. 4, ж).

В поле более низких концентраций входят представители разных когерентных групп, поле более высоких концентраций образовано главным образом частью вулканитов основной группы, базальтами высокотитанистой группы и некоторыми представителями высокоглиноземистых пород (S5314/1, S5316/22, S5318/4, S5319/1, S5330/4, S5001/38, S5002/1, 3, 5, 7, S5005/8). В то же время основная часть высокоглиноземистых вулканитов образует поле пород с наиболее низкими концентрациями P_2O_5 (0.06–0.08%) (см. рис. 4, ж).

Очевидно, в высокоглиноземистых породах с повышенными концентрациями P_2O_5 среди вкрапленников плагиоклаза преобладают разности, являющиеся концентраторами фосфора. Учитывая, что в этих образцах среди вкрапленников преобладают ксенокристы, скорее всего, именно они и являются источником дополнительного фосфора в этих вулканитах, поскольку, как говорилось выше, в некоторых ксенокристах наблюдаются включения апатита.

На диаграмме MgO–V от основной массы базальтов отчетливо отличаются высоко- и низкоглиноземистые породы, соответственно пониженными и повышенными концентрациями V (см. рис. 4, 3). Также на этой диаграмме выделяются и высокотитанистые базальты с более высокими содержаниями V при тех же самых значениях MgO.

Концентрации элементов-примесей в изученных породах

Поведение элементов-примесей в изученных базальтах и долеритах изучалось на базе данных, полученных методом ISP-MS и представленных в Supplement 1: Table S2.

Спектры нормированных относительно хондрита концентраций редкоземельных элементов (РЗЭ) низкокалиевых и высококалиевых образцов когерентных групп отличаются друг от друга в области легких РЗЭ, если у низкокалиевых пород спектр РЗЭ от Sm к La понижается ((La/Sm)_n 0.51-0.87), то у большинства высококалиевых образцов он повышается ((La/Sm)_n 0.95-1.62) (рис. 5, а, б).

Это дает основание отнести низкокалиевые вулканиты когерентных групп к деплетированным океаническим толеитам N-MORB типа, а высококалиевые – к толеитам T-MORB.

В области тяжелых и средних РЗЭ у деплетированных пород спектр более пологий $((Sm/Yb)_n 0.99-1.25)$, у обогащенных — более крутой $((Sm/Yb)_n 1.01-1.77)$, что свидетельствует о большей глубине плавления расплавов Т-МОRВ. Спектры более дифференцированных вулканитов располагаются на более высоком уровне, у них появляется отрицательная аномалия Еu, свидетельствующая о том, что в дифференцированных расплавах имело место фракционирование плагиоклаза.

Линии спектров РЗЭ низкоглиноземистых базальтов постоянно повышаются от тяжелых к легким лантаноидам, при этом повышение в области легких РЗЭ более крутое, чем у исследованных нами обогащенных пород $(La/Sm)_n = 1.63-2.13$ и $(Sm/Yb)_n = 1.59-2.71$, что позволяет отнести эти вулканиты к толеитам E-MORB (см. рис. 5, в).

Значения (Sm/Yb)_n хотя и не достигают таковых у базальтов, плавившихся на уровне гранатовой фации глубинности, заметно превышают таковые у базальтов, генерированных на уровне шпинелевой фации глубинности [18]. Это означает, что формирование первичных расплавов низкоглиноземистых вулканитов проходило на более глубинном уровне, промежуточном между горизонтами шпинелевой и гранатовой фаций глубинности. На всех спектрах присутствует слабая отрицательная аномалия Eu, что указывает на незначительное фракционирование в их расплавах плагиоклаза.

Приведенное разделение изученных пород по характеру спектров РЗЭ находит подтверждение и в поведении других элементов-примесей, особенно тех из них, которые относятся к разряду гигромагматофильных, т.е. имеющих сродство к магматическому расплаву.

В толеитах N-MORB наиболее низкие концентрации этих элементов:

- La (2.13—5.15 г/т);
- Nb (1.45-4.33 г/т);
- Rb (0.65-4.84 г/т);
- Ba (7.6–29 г/т);
- Sr (103–157 г/т);
- Th (0.09–0.45 г/т);
- U (0.03-0.18 г/т).

В среднем концентрации элементов выше в толеитах T-MORB:

- La (3.05-8.64 г/т);
- Nb (2.90–11.08 г/т);
- Rb (2.42–10.73 г/т);
- Ba (29-89 г/т);
- Sr (125-200 г/т);
- Th (0.26-1.41 г/т);
- U (0.08-0.25 г/т).

Концентрации элементов существенно выше в вулканитах E-MORB:

- La (19—27 г/т);
- Nb (25-28 г/т);
- Rb (7-22 r/t);
- Ba (124-256 г/т);
- Sr (211-305 г/т);
- Th (1.65-2.81 г/т);
- U (0.41-0.72 г/т).

Диапазоны концентраций Рb примерно одинаковы в большинстве типов пород — 0.20— 0.86 г/т, и только в толеитах E-MORB они заметно





(a)-(b) – толеиты: (a) – N-MORB, (b) – T-MORB, (b) – E-MORB.

выше — 1.02—1.63 г/т. Также совпадают диапазоны вариаций Zr в базальтах когерентных групп: 42—128 г/т, которые существенно выше в породах E-MORB: 214—247 г/т.

Выделенные геохимические типы базальтов и долеритов отличаются характером спайдерграмм. У большинства толеитов N-MORB линии спектра, начав понижаться от Sm, продолжают понижаться и далее от La в сторону еще более некогерентных элементов Nb и Th, что отражается на величине отношений (Nb/La)_n 0.68–0.89 и (Th/Nb)_n 0.46–0.60 (рис. 6, а).

У типовых деплетированных базальтов линия спектра понижается и далее в сторону Ва и Rb, однако среди деплетированных толеитов полигона Фарадей таковых не встречено. Линии спектра изученных пород понижаются либо к Ва ((Ba/Th)_n 0.52–0.87), затем немного поднимаются у Rb ((Rb/Th)_n 1.06–1.55), либо к Rb ((Rb/Th)_n 0.42–0.86), но при этом наблюдается небольшая положительная аномалия Ba ((Ba/Th)_n 1.07–1.44), либо сразу поднимаются к Ba и Rb.

Как и у типовых деплетированных базальтов для большинства изученных образцов характерны глубокие отрицательные аномалии Pb и U.

Sr образует сравнительно небольшие отрицательные аномалии или они отсутствуют.

Все деплетированные вулканиты имеют на спайдерграммах положительную аномалию Zr $((/Nd)_n 1.18-1.36)$ и небольшую отрицательную аномалию Hf.



Рис. 6. Спайдерграммы редких элементов изученных базальтов и долеритов, нормированных относительно примитивной мантии (нормирование производилось по [27]). (а) – толеиты N-MORB; (б) – толеиты T-MORB; (в) – высокоглиноземистые вулканиты; (г) – толеиты E-MORB.

Рассмотренные спайдерграммы свидетельствуют, что широко распространенные деплетированные толеиты изученного сегмента САХ обогащены Zr, избирательно Ba и Rb, а отдельные образцы обогащены (см. рис. 6, а):

$$- \text{Nb} (\text{S5305/1}, \text{S5332/7} ((\text{Nb/La})_n 1.02 - 1.06));$$

- Th (S5309/7 ((Th/Nb)_n 1.18);

- U (\$5305/10,17, \$5317/1, \$5318/1 и \$5329/3 ((U/La), 1.00-1.88));

- Pb (\$5305/1, \$5309/7, \$5332/7).

Спайдерграммы толеитов T-MORB во многом схожи с таковыми толеитов N-MORB. Для боль-

шинства из них характерны глубокие отрицательные аномалии Pb, U, небольшие отрицательные аномалии Hf, у некоторых наблюдается слабая положительная аномалия Zr (см. рис. 6, б).

Sr варьирует в небольших пределах, имея тенденцию увеличения отрицательной аномалии у более высокорасположенных спектров.

Специфика толеитов T-MORB состоит в том, что их линии спектров, начав повышаться от Sm, повышаются и далее от La к Nb ($(Nb/La)_n$ 1.10– 1.28). Их продолжение в сторону еще более некогерентных элементов такое же, как и у деплетированных образцов, линии спектров снижаются к Th ($(Th/Nb)_n$ 0.58–0.69), а затем снова, но равномерно поднимаются в сторону Ba и Rb.

Наличие положительной аномалии Nb на спайдергаммах толеитов T-MORB указывает на участие в их плавлении вещества мантийного источника HIMU [56].

Также отдельные толеиты T-MORB обогащены (см. рис. 6, б):

- Th (S5330/3 ((Th/Nb)_n 1.09);

- U (S5319/1, S5320/4, S5330/3 ((U/La)n 0.91-1.02);

- Pb (S5318/11, S5316/22 ((Pb/La)_n 0.78-1.28);

- Sr (S5332/2 ((Sr/Pr)_n 0.87).

Для спайдерграмм высокоглиноземистых вулканитов свойственна небольшая положительная аномалия Sr ((Sr/Pr)_n 1–1.39) и подъем линий спектра одновременно и к Ba, и к Rb (см. рис. 6, в).

Очевидно, что появление положительной аномалии Sr, высокое положение спектра в области Ва и Rb связано с большим количеством в породе вкрапленников плагиоклаза. У трех изученных образцов (S5316/22, S5319/1, S5320/7) кривые в области Pb выделяются высоким положением, что, по-видимому, связано с наличием в них ксенокристов плагиоклаза, которые могут быть концентраторами Pb.

Спайдерграммы низкоглиноземистых базальтов и долеритов отличаются от рассмотренных выше существенно более высоким уровнем наиболее гигромагматофильных элементов от La до Rb. Их общими чертами является наличие глубоких отрицательных аномалий Sr и Pb (см. рис. 6, г).

Близки между собой спайдерграммы образцов S5331/1 и S5329/7, у которых кривая спектра поднимается от La к Nb ((Nb/La)_n – 1.11–1.26), а затем резко снижается к Th ((Th/Nb)_n – 0.58–0.59) и менее резко к Ba ((Ba/Th)_n 0.91–0.93) и Rb.

Такой тип спектра характерен для базальтов, в плавлении которых участвует вещество мантийного компонента HIMU [56].

У образца S5328/4 в области наиболее некогерентных элементов спектр имеет пилообразный характер, образованный положительными аномалиями La, Nb и Ba, находящимися на одном уровне и разделенными отрицательными аномалиями U, Th и Rb (см. рис. 6, г).

У образца S5324/7 на линии спектра в этой области практически нет отрицательных аномалий и наблюдается плато от La до Rb (см. рис. 6, г).

Спектры образцов S5328/4 и S5324/7 указывают на участие в их плавлении обогащенной мантии типа EM, но, очевидно, что для каждого образца мантия имела свои особенности состава [56].

Рассмотрим некоторые закономерности ковариаций концентраций петрогенных оксидов и примесных элементов. Как было установлено, эти концентрации варьируют под влиянием двух факторов:

- степень дифференциации расплава;

 степень обогащенности расплава литофильными гигромагматофильными элементами.

Чтобы нивелировать влияние степени дифференциации будем оперировать отношением (La/Sm)_n, т.е. тех элементов, которые близко реагируют на процессы фракционной кристаллизации расплавов. Различия в их поведении проявляются на наиболее поздних этапах фракционирования, характерных только для низкоглиноземистых пород, – эти различия нешироки и находятся в диапазоне (La/Sm)_n = 1.76-2.17. На вариационной диаграмме (La/Sm)_n—Nb толеиты N-MORB и T-MORB объединены в единое узкое поле, в котором концентрации Nb возрастают с ростом (La/Sm)_n (рис. 7, а).

Низкоглиноземистые породы E-MORB образуют самостоятельное поле, не связанное с предыдущим и расположенное на существенно более высоком уровне значений Nb, которые варьируют слабо.

Субполя деплетированных и обогащенных разностей типа очень протяженные, что указывает на большую изменчивость $(La/Sm)_n$ у обоих геохимических типов. Аналогичное распределение образцов показано на диаграмме $(La/Sm)_n$ —Ва (см. рис. 7, б).

Отличие в том, что в пределах поля низкоглиноземистых вулканитов концентрации Ва меняются очень сильно. Основное количество образцов по концентрациям Th и Sr образует поля, как и в случае с Nb, а по концентрациям K_2O , Rb и U – как в случае с Ba.

Однако на этих диаграммах отдельные образцы выходят за пределы полей. Более высокими концентрациями Rb выделяются образцы как деплетированных (S5003/25, S5005/13, S5305/17), так и обогащенных толеитов (S5320/4), – образец S5320/4 также характеризуется повышенным содержанием K_2O , а образец S5005/13 имеет и повышенные концентрации Sr.



Рис. 7. Диаграммы вариаций концентраций петрогенных оксидов (%) и некоторых элементов-примесей (г/т) в зависимости от значения $(La/Sm)_n$ в базальтах и долеритах. 1-3 – геохимические типы пород: 1 – деплетированные N-MORB, 2 – обогащенные T-MORB, 3 – низкоглиноземистые E-MORB; 4-6 – тренды вариаций пород в геохимических типах: 4 – N-MORB, 5 – T-MORB, 6 – E-MORB

Низкоглиноземистый вулканит S5331/1 выпадает из своего поля из-за существенно более низких значений Sr. Более высокими концентрациями Th выделяются деплетированный базальт S5309/7, обогащенный вулканит S5330/3 и низкоглиноземистый высококалиевый базальт S5324/7 (см. рис. 7, в).

У деплетированных образцов \$5317/1 и \$5329/3 наблюдаются повышенные содержания U.

Похожий характер распределения составов пород на диаграммах $(La/Sm)_n$ -Pb, P_2O_5 (см. рис. 7, г).

Но в данном случае помимо тех двух полей, имеющихся на всех предыдущих диаграммах, сформировалось еще одно поле, состоящее в основном из деплетированных базальтов с более высокими концентрациями Pb и P_2O_5 при тех же самых значениях (La/Sm)_n, при этом тренды вариаций их концентраций экстраполируются в поле пород E-MORB.

Образцы с повышенным Pb подняты из рифтовой долины на протяжении всего изученного сегмента CAX на станциях S5303, S5304, S5305, S5307, S5309, S5316, S5317, S5318, S5003, S5005, многие из которых также имеют повышенные содержания P_2O_5 . К числу обогащенных базальтов с повышенным Pb относятся образцы S5318/11 и S5330/3 (он также обогащен Th), с повышенным $P_2O_5 - S5314/1$, S5319/4, S5332/2.

На диаграмме (La/Sm)_n—Zr наблюдаются три отдельных поля, образованные породами N-MORB, вулканитами T-MORB и низкоглиноземистыми образцами E-MORB (см. рис. 7, д).

Концентрации Zr у деплетированных разностей такие же и даже выше, чем у обогащенных вулканитов. Тренд вариаций поля деплетированных пород экстраполируется в поле низкоглиноземистых базальтов и долеритов.

На диаграмме $(La/Sm)_n$ -TiO₂ наблюдается несколько полей: пород E-MORB, совместно вулканитов N-MORB и T-MORB, обогащенных толеитов с более низкими содержаниями TiO₂ при тех же самых значениях $(La/Sm)_n$ (S5319/1, S5320/7, S5322/5) и два поля деплетированных толеитов с последовательно более высокими содержаниями TiO₂ при тех же самых отношениях $(La/Sm)_n$ – два последних поля образованы образцами высокотитанистых пород и высокотитанистых высокожелезистых пород (см. рис. 7, е)

На диаграммах $(La/Sm)_n$ —Сг и Ni основная группа образцов образует три широких поля вулканитов N-, T- и E-MORB, в которых последовательно с ростом $(La/Sm)_n$ уменьшаются концентрации этих элементов (см. рис. 7, ж).

В то же время имеются образцы, выходящие за пределы этих полей как в сторону более высоких, так и более низких концентраций и образующие компактные группы. Образцы одновременно с повышенными содержаниями Сг и Ni относятся в основном к деплетированным разностям и встречаются во всех частях полигона. Также часто одни и те же образцы имеют пониженные концентрации Сг и Ni и большей частью они приурочены к участку, расположенному непосредственно к югу от разлома Чарли Гиббс.

Мы выявили следующие закономерности.

На вариационных диаграммах с участием литофильных элементов-примесей вулканиты N-MORB, T-MORB и E-MORB не образуют единого поля с единым трендом вариаций от пород N-MORB к E-MORB. Последние на всех диаграммах обособляются в самостоятельное поле наиболее обогащенных пород (по показателю обогащенности $(La/Sm)_n)$ с существенно более высокими концентрациями литофильных эле-

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2023

ментов, в то же время они имеют более низкий показатель обогащенности $(Nb/La)_n$ в сравнении с вулканитами T-MORB типа (см. рис. 7, 3).

На диаграммах $(La/Sm)_n$ —Nb, Rb, Ba, Sr, U, Th, K_2O единое поле, в котором последовательно возрастают концентрации этих элементов с ростом отношения $(La/Sm)_n$, образуют толеиты N-MORB и T-MORB, что дает основание утверждать, что серия этих пород образовалась при смешении вещества двух мантийных компонентов: деплетированной мантии и обогащенной мантии, содержащей вещество, как показывает характер спайдерграмм толеитов T-MORB типа, мантийного источника HIMU.

Отдельные образцы по концентрациям ряда элементов выходят за пределы этого поля в сторону более высоких значений, а на диаграммах $(La/Sm)_n$ -Pb, TiO₂ и P₂O₅ уже значительная часть образцов располагается за пределами этого единого поля толеитов N- и T-MORB, формируя самостоятельные поля с трендом вариаций, попадающим в поле составов толеитов E-MORB.

Эти факты свидетельствуют о том, что при образовании вулканитов N-MORB и T-MORB участвовал дополнительный компонент, которым могло быть вещество близкое к составу мантийного субстрата, из которого плавились вулканиты E-MORB. Это участие имело избирательный характер.

Диаграмма $(La/Sm)_n$ –Zr показывает, что толеиты N-MORB более циркониевые, чем толеиты T-MORB, что не типично, поскольку, как правило, имеют противоположные соотношения.

На всех спайдерграммах деплетированных базальтов присутствует положительная аномалия Zr, что также не типично, обычно наблюдается отрицательная аномалия Zr.

Проведенный анализ подтверждает, что деплетированная мантия данного сегмента САХ обогащена Zr. Учитывая, что тренд вариаций толеитов N-MORB на этой диаграмме экстраполируется в поле составов толеитов E-MORB, очевидно, что обогащение могло быть результатом избирательного влияния вещества мантийного субстрата этих толеитов.

Изотопный состав образцов

Результаты определения изотопных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb в изученных базальтах и долеритах представлены в табл. 1. Изученные образцы включают два базальта (S5322/1 и S5330/3), относящихся к T-MORB, и два представителя низкоглиноземистых высококалиевых пород E-MORB: базальт S5324/7 и долерит S5329/7. Также нами



Рис. 8. Диаграммы вариаций изотопных отношений ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd, ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb в базальтах и долеритах.

1–2 – базальты: 1 – Исландского поднятия (по [22]), 2 – Азорского поднятия (по [22]); 3–6 – образец: 3 – S5322/1, 4 – S5324/7, 5 – S5329/7; 6 – S5330/3; 7–10 – мантийный источник: 7 – DM (по [25, 28]), 8 – HIMU (по [25, 28]), 9 – EM-1 (по [25, 28]), 10 – EM-2 (по [25, 28]); 11 – базальты сегмента САХ (по данным GEOROC [22]); 12 – линии, соединяющие составы мантийных источников; 13 – тренд вариации изотопных составов изученных образцов

были привлечены литературные данные по этому району [46, 58, 60].

Анализ положения изотопных отношений в измеренных нами образцах на вариационных диаграммах показывает, что они располагаются в области составов Исландского поднятия, но при этом отдельные из них оказываются на некоторых диаграммах в зоне наложения составов Исландского и Азорского поднятий [22] (рис. 8, а, г).

На диаграммах ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb—²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb—²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb большинство изученных и заимствованных образцов вытягиваются вдоль линии, соединяющей мантийные источники DM и HIMU, при этом наибольшая доля вещества источника HIMU не у низкоглиноземистых вулканитов E-MORB типа, а у базальта T-MORB S5322/01, что находится в соответствии с геохимическими данными, свидетельствующими о том, что отношения (Nb/La)_n, являющиеся показателем количества в толеитах вещества мантийного источника HIMU, также более высокие у базальтов T-MORB (см. рис. 8, а, б).

Базальт S5322/1 либо представляет крайний тип этого поля изотопных вариаций с наибольшим вкладом вещества мантийного источника HIMU, либо он результат смешения деплетированного расплава с расплавом, имеющим еще большую долю вещества источника HIMU. Этот образец отобран из крупного неовулканического поднятия, сформировавшегося в южной части полигона Фарадей на участке-7.

Другие базальты, драгированные отсюда (станции S5320–S5322), геохимически близки к нему. Скорее всего, материал, более обогащенный веществом источника HIMU, не удалось получить в ходе опробования. Диаграммы ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb— ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb и ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb—²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb также показывают, что в меньшем количестве, но вещество мантийного источника HIMU участвует и в образовании пород E-MORB.

На этих диаграммах образцы S5330/3 и S5324/7 несколько сдвинуты от основной группы образцов в сторону мантийных источников EM-1 и EM-2. Установлено, что геохимически эти образцы характеризуются повышенными концентрациями Th (см. рис. 6).

На диаграмме 206 Pb/ 204 Pb- 143 Nd/ 144 Nd видно, что все вулканиты, за исключением нескольких деплетированных базальтов, в той или иной мере отклоняются от линии смешения источников DM и HIMU в сторону мантийных источников EM-1 и EM-2 (см. рис. 8, в).

По диаграмме 87 Sr/ 86 Sr- 143 Nd/ 144 Nd можно более определенно сказать, что в изученных базальтах присутствует вещество мантийного источника EM-2 (см. рис. 8, г).

Все анализируемые образцы на этой диаграмме образуют одно вытянутое поле, тренд вариаций которого начинается от мантийного источника DM и пересекает линию, соединяющую составы мантийных источников HIMU и EM-2, поле находится за пределами треугольника с вершинами в точках составов DM, HIMU и EM-1.

При этом деплетированные базальты N-MORB располагаются ближе к мантийному источнику DM, далее от него находятся базальты T-MORB и еще далее —низкоглиноземистые вулканиты E-MORB. Такое распределение хорошо соответствует геохимическим вариациям рассмотренное типов базальтов.

Пространственные вариации состава вулканитов

Наблюдающиеся вариации состава вулканитов широки и маскируют характер пространственных вариаций концентраций для большинства петрогенных оксидов вдоль оси САХ. Последние можно отметить только для MgO, K_2O и P_2O_5 . Эти вариации мы анализировали только для вулканитов когерентных групп, поскольку количества низкоглиниземистых пород недостаточно для этих целей, а вариации состава высокоглиноземистых образцов зависят от количества вкрапленников плагиоклаза.

На графике широта – MgO обнаруживается отчетливое повышение максимальных концентраций MgO к северу и к югу от района крупного неовулканического поднятия, сформировавшегося на участке 7 (48.41–48.46° с.ш.) (рис. 9, а).

Для сравнения мы используем наиболее высокие значения MgO, поскольку они характерны для наименее дифференцированных вулканитов. В северном направлении вначале происходит очень резкое возрастание концентраций на про-

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2023

тяжении сегмента 7 от 5.24% до 7.60%, а затем постепенно до 8.29% у разлома Чарли Гиббс.

На общем фоне повышения значений MgO на участке-6 и участке-2 происходит их резкое снижение до 6.06% и 7.16%, соответственно. Эти участки имеют наиболее низкие для данного сегмента САХ температуры верхней мантии и соответственно наиболее низкие степени частичного плавления, что (по [31]) приводит к низким концентрациям MgO в первичных базальтовых расплавах.

На участке-2 распространены и высоконатровые базальты, которые также являются индикаторами пониженных степеней частичного плавления.

Однако пониженные концентрации MgO характерны не только для вулканитов, распространенных на участках пониженных температур верхней мантии. В районе крупного неовулканического поднятия на участке-7, по всем признакам выделяющемся как область повышенных температур верхней мантии, развиты породы с наиболее низкими концентрациями MgO. Очевидно, что базальты неовулканического поднятия плавились из менее магнезиального субстрата, при этом, как показывают вдольосевые вариации концентраций MgO в породах, доля этого субстрата в составе зоны магмогенерации уменьшается с юга на север.

Вдольосевые вариации концентраций Cr и Ni в целом повторяют таковые для MgO, однако в отличие от последних наблюдаются точки, незакономерно расположенные вдоль всего профиля, в которых встречены вулканиты с аномально высокими значениями Cr (603–976 г/т), сопровождаемые и повышенными концентрациями Ni (176–181 г/т). Очевидно, что в данных точках происходило плавление субстрата, обогащенного Cr и Ni.

Вдольосевые вариации концентраций K_2O и P_2O_5 имеют близкий между собой характер, обратный таковому для MgO.

Мы проанализировали график широта-K₂O (см. рис. 9б), при этом мы использовали самые низкие значения K₂O, поскольку они характеризуют наименее дифференцированные расплавы.

Наибольшие значения K_2O , равные 0.32% (у наиболее дифференцированных разностей они достигают 0.51%), наблюдаются в районе крупного неовулканического поднятия, сформировавшегося на участке-7 (48.41°–48.46° с.ш.).

К северу на протяжении участка-7 они резко снижаются до 0.18% и затем постепенно до 0.08%, но от северной границы участка-1 и до разлома Чарли Гиббс снова постепенно возрастают до 0.10% (у наиболее дифференцированных разностей -0.16%).



Рис. 9. Вдольосевые вариации концентраций MgO и K₂O (%), Cr, Nb, Zr и Pb (г/т) в базальтах и долеритах на участке Срединно-Атлантического хребта между разломами Чарли Гиббс и Максвелла. По оси абсцисс даны градусы северной широты.

I–5– петрохимические группы: *I* – высокотитанистая высокожелезистая, *2* – высокожелезистая, *3* – основная, *4* – высококальциевая, *5* – высоконатровая; *6* – высокотитанистая; *7*–*10* – геохимические типы: *7* – N-MORB, *8* – T-MORB; *9* – образцы (из базы данных GEOROC [22]); *10* – линии, ограничивающие нижний и верхний пределы вариаций концентраций MgO, K₂O и Zr и верхние пределы вариаций концентраций Nb и U

На фоне постепенного снижения концентраций K_2O с юга на север в районе участка-1 и участка-3 наблюдаются всплески содержаний K_2O в связи с тем, что здесь на поднятиях, развитых в гребневой зоне, встречаются вулканиты T-MORB.

Близкий к K_2O и P_2O_5 характер вдольосевых вариаций у большинства изученных литофильных элементов-примесей. Также как в K_2O и P_2O_5 , они варьируют в очень широком диапазоне в районе неовулканического поднятия на участке-7.

На графике широта—Nb наиболее высокие содержания Nb (10 г/т) наблюдаются в базальтах крупного неовулканического поднятия, сформировавшегося на участке-7 (см. рис. 9, в). В северном направлении они резко снижаются к северной границе участка 6 до 3.5 г/т, а затем постепенно к разлому Чарли Гиббс до 1.7 г/т, возрастая непосредственно у разлома до 2.2 г/т.

Высокоамплитудные всплески значений Nb (до 6–11 г/т) возникают в районе участка-1 и участка-3, а также непосредственно у разлома Чарли Гиббс, поскольку на этих участках, в том числе, развиты базальты T-MORB.

Небольшой всплеск (до 4.5 г/т) наблюдается также в районе участка-5, но здесь повышенный Nb имеют базальты N-MORB.

Практически такой же характер поведения у La, Ba, Rb, U, Sr и Th, при этом в районе участка-1 и участка-3, наряду с базальтами T-MORB, распространены и базальты N-MORB, обогащенные этими элементами, особенно это характерно для U (см. рис. 9, г).

Иной характер вариаций имеет Zr (см. рис. 9, д).

Значения Zr и диапазон их вариаций на протяжении всего изученного сегмента CAX слабо изменяются и совпадают у деплетированных и обогащенных вулканитов — 41-104 г/т. Но в районе участков с высоким рельефом 1, 3, 5 распространено много пород, у которых концентрации Zr заметно выше — 114-152 г/т, при этом среди них преобладают деплетированные разности (см. рис. 9, д).

Сложный характер вариаций имеет Pb (см. рис. 9, е).

Несмотря на очень широкие вариаций значений Pb, можно отметить тенденцию снижения их уровня от крупного неовулканического поднятия на север от 0.38–0.81 г/т к 0.20–0.63 г/т. На фоне этого снижения в северной части изученного сегмента САХ вплоть до широты 49° с.ш. встречаются базальты с более высокими концентрациями

Рb (0.73–1.02 г/т), особенно их много на участках высокого рельефа, при этом среди них преобладают базальты N-MORB.

Таким образом, среди вулканитов когерентных групп разности с наиболее высокими концентрациями литофильных элементов локализованы в районе крупного неовулканического поднятия на участке-7. Здесь, за редким исключением, распространены только базальты T-MORB. Концентрации этих элементов в вулканитах в северном направлении резко падают, а затем постепенно снижаются вплоть до разлома Чарли Гиббс. Концентрации некоторых из них (K_2O , P_2O_5 , Nb, La) незначительно возрастают в приразломном участке.

В базальтах, распространенных к югу от неовулканического поднятия, концентрации литофильных элементов также резко ниже (см. рис. 9).

Эти наблюдения свидетельствуют о том, что под осевой частью САХ в районе крупного неовулканического поднятия на участке-7 плавится мантийный субстрат обогащенный литофильными элементами, количество которого в зоне магмогенерации сначала резко, а затем постепенно снижается к северу.

В соответствии с геохимическими и изотопными данными в составе этого субстрата важную роль наряду с деплетированной мантией играет вещество мантийного источника HIMU. Также этот мантийный субстрат имеет пониженные концентрации MgO, Cr и Ni. Толеиты T-MORB обнаруживают широкие вариации состава по всем компонентам. Это означает в соответствии с нашим анализом ковариаций геохимических параметров, что на данном участке происходит сме-

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2023

шение в различных пропорциях толеитовых расплавов N-MORB и T-MORB (см. рис. 7).

Севернее неовулканического поднятия распространены преимущественно вулканиты N-MORB, плавившиеся из деплетированной мантии, однако в них также присутствует вещество компонента HIMU, доля которого уменьшается к северу.

За пределами участка-7 толеиты T-MORB редко встречаются на поднятиях, сформировавшихся на участках с высоким рельефом, на которых также распространены и низкоглиноземистые породы E-MORB. Геохимически данные толеиты T-MORB отличаются более высокими концентрациями Sr, а образец S5330/3 также – и Th, Pb, Ba. Этот же образец в соответствии с изотопными данными имеет в своем составе больший вклад вещества мантийного источника EM-2 по сравнению с базальтами неовулканического и других поднятий участка-7.

На участках высокого рельефа деплетированные вулканиты избирательно обогащены различными литофильными элементами, о которых более подробно говорилось в предыдущих разделах. В северной части изученного сегмента САХ широко распространены деплетированные вулканиты, обогащенные Pb, и локально — породы с повышенными концентрациями Cr и Ni.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возможные причины многообразия состава вулканитов

Анализ вариаций состава базальтов и долеритов, встреченных в исследуемой области, позволил объединить их в несколько петрохимических групп. Часть их них образует кластер когерентных групп. Вытянутые поля составов вулканитов этих групп на вариационных диаграммах MgO – оксид имеют субпараллельные тренды вариаций (см. рис. 4).

Среди них основная группа вулканитов, объединяющая породы с умеренными концентрациями петрогенных оксидов и группы высококальциевых, высоконатровых, высокотитанистых, высокожелезистых и высокотитанистых высокожелезистых вулканитов, которые в сравнении с породами основной группы при тех же самых значениях MgO имеют более высокие концентрации CaO, Na₂O, TiO₂, Fe₂O₃, одновременно TiO₂ и Fe₂O₃, соответственно.

Закономерности вариаций концентраций петрогенных оксидов и элементов-примесей в каждой выделенной группе близки и имеют следующий характер. С понижением концентраций MgO последовательно возрастают концентрации Fe_2O_3 , TiO_2 , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , V, литофильных элементов-примесей – лантаноидов, Zr, Sr, Rb, Ba, Nb и уменьшаются – CaO, Cr, Ni, намечается слабая тенденция к росту концентраций Al₂O₃.

Такие вариации рассмотренных компонентов отражают процесс фракционной кристаллизации первичных базальтовых расплавов, из которых на пути их движения к поверхности, кристаллизуются и оседают оливины, плагиоклазы и клинопироксены, с которыми из расплава преимущественно уходят Mg, Ca, Cr и Ni, что приводит к последовательному обогащению остаточного расплава Fe, Na, Ti, P и гигромагматофильными элементами [34, 55].

Спектры РЗЭ и линии спайдерграмм менее магнезиальных, т.е. более дифференцированных пород занимают более высокий уровень по сравнению с более магнезиальными разностями и имеют отрицательные аномалии Еи на спектрах РЗЭ и Sr на спайдерграммах, последнее подтверждает фракционирование плагиоклаза в их расплавах.

На диаграммах MgO-оксид отдельное протяженное поле, не параллельное полям когерентных групп, образует группа низкоглиноземистых пород, объединяющая базальты и долериты (i), которые резко отличаются от остальных вулканитов при аналогичных значениях MgO более низкими концентрациями Al₂O₃, CaO, SiO₂, Na₂O, Cr и Ni и более высокими концентрациями – TiO₂, Fe₂O₃, K₂O, P₂O₅, V, литофильных элементовпримесей (ii), при этом с понижением значений MgO возрастают концентрации Al₂O₃ и Na₂O и уменьшаются – CaO, Cr, Ni, V, что указывает на осаждение из их расплавов оливина и клинопироксена при незначительной доле плагиоклаза (см. рис. 4).

Тем не менее, об осаждении плагиоклаза также свидетельствуют отрицательные аномалии Eu и Sr на их спектрах РЗЭ и спайдерграммах, соответственно. Резкое снижение концентраций P_2O_5 , Fe_2O_3 и TiO₂ у наименее магнезиальных образцов указывает на осаждение из расплава апатита и Fe—Ti рудных минералов на последних этапах дифференциации расплавов пород этой группы. Наличие среди низкоглиноземистых пород высоко дифференцированных образцов свидетельствует о более длительном подъеме их расплавов.

Значимое влияние на состав изученных вулканитов оказывает степень их насыщенности вкрапленниками плагиоклаза. Обильно плагиоклаз порфировые базальты и долериты образуют на вариационных диаграммах MgO – оксид отдельные поля высокоглиноземистых пород (см. рис. 4).

В пределах этой группы вариации состава вулканитов обусловлены вариациями количества вкрапленников плагиоклаза, чем их больше, тем выше концентрации Al_2O_3 и ниже концентрации других оксидов. Менее эта зависимость проявляется для K_2O , P_2O_5 и большинства элементовпримесей, значения которых в вулканитах малы. В то же время высокоглиноземистые породы отличаются от вулканитов когерентных групп более высокой концентрацией Sr, возрастающей по мере роста содержания Al_2O_3 , их спайдерграммы имеют положительные аномалии Sr.

Некоторые образцы этой группы также выделяются повышенными концентрациями P_2O_5 и Pb, что, скорее всего, обусловлено наличием в них большого количества ксенокристов. Среди группы высокоглиноземистых вулканитов имеются и афировые разности, по всем параметрам и их вариациям они не отличаются от плагиоклаз порфировых пород.

В этой связи, мы полагаем, что в афировых разновидностях высокоглиноземистых базальтов произошли сначала аккумуляция, а затем растворение вкрапленников плагиоклаза в расплаве по пути его следования к поверхности.

Наличие нескольких петрохимических групп вулканитов с близким характером фракционирования свидетельствует о том, что среди причин, вызывающих многообразие их составов, находятся и различия в условиях плавления первичных расплавов. Вулканиты основной группы широко распространены во всей исследуемой области, представляют все многообразие опробованных морфоструктур и наиболее часто встречаются совместно с базальтами других петрохимических групп.

Это дает нам основание считать базальты этой группы некоторым стандартом типичных условий плавления, характерных для этого сегмента САХ, проходившего при умеренных температурах, давлениях и степени частичного плавления.

В соответствии с экспериментальными данными по плавлению океанических толеитов в условиях характерных для шпинелевой фации глубинности мантии [31] и наблюдениями за вариациями состава базальтовых стекол вдоль САХ [32] понижение степени частичного плавления мантийного субстрата в связи с более низкой температурой плавления приводит к повышению в расплавах концентрации Al₂O₃, Na₂O и TiO₂, и, напротив, повышение степени частичного плавления из-за более высокой температуры вызывает повышение в расплавах концентрации CaO и MgO.

Следовательно, первичные расплавы выявленных нами вулканитов высоконатровой и высокотитанистой групп плавились при меньших температурах и более низких степенях частичного плавления в сравнении с расплавами пород основной группы, что находит подтверждение и в характере пространственного распределения этих вулканитов. В наибольшем количестве высоконатровые образцы обнаружены на участке-2 с низким рельефом и вблизи разлома Чарли Гиббс и без пород других групп образцы получены только на станции \$5303, установленной на одной из глубоких рифтовых впадин.

Низкий рельеф — показатель низких температур подосевой верхней мантии [32]. На станции S5005, находящейся в зоне сочленения рифтовой долины с разломом Чарли Гиббс, высоконатровые базальты встречены совместно с высокотитанистыми базальтами. Это участок, где есть охлаждающее влияние крупного трансформного разлома [33].

В соответствии с вышесказанным, первичные расплавы пород высококальциевой группы плавились при более высоких температурах и степенях частичного плавления в сравнении с расплавами вулканитов основной группы, что также находит подтверждение в характере пространственного распределения данных вулканитов.

Они определены в небольшом количестве, но распространены во всей области исследования, при этом приурочены исключительно к поднятиям дна:

 – станции S5321 и S5322 – крупное осевое вулканическое поднятие участка-7;

– станция \$5330 – крупное поднятие на западном фланге участка-5;

 станция \$5304 — поднятие, разделяющее глубокие рифтовые впадины на участке-2;

 станция S5003 — осевое поднятие в центральной части спрединговой ячейки на участке к югу от разлома Чарли Гиббс.

В других районах Атлантики высококальциевые базальты также наиболее часто встречаются в центральных частях спрединговых ячеек [7]. Таким образом, высококальциевые породы связаны с поднятиями дна рифтовой долины, которые формируются в центрах магматической активности над апикальными частями поднимающихся диапиров астеносферной мантии, где существуют более высокие температуры по сравнению с другими участками осевой зоны спрединга [1, 17, 35, 44].

Базальты высокожелезистой группы встречаются совместно с высококальциевыми образцами, и в целом они в сравнении с породами основной группы характеризуются повышенными концентрациями CaO и пониженными – Al₂O₃ и Na₂O при тех же самых значениях MgO (см. рис. 4).

Эти данные указывают на то, что высокожелезистые базальты плавились в условиях повышенных температуры и степени частичного плавления на участках высокой магматической активности. В соответствии с экспериментальными данными [31] и наблюдениями за вариациями состава базальтовых стекол вдоль САХ [32] концентрации Fe_2O_3 в базальтовых расплавах возрастают с увеличением глубины плавления. Таким образом, высокожелезистые базальты представляют более глубинные выплавки поднимающегося диапира астеносферной мантии.

В то же время уровень глубины их плавления не опускается ниже шпинелевой фации глубинности. Об этом свидетельствует субгоризонтальный характер спектра РЗЭ этих базальтов в области тяжелых и средних лантаноидов (см. рис. 5).

Низкоглиноземистые базальты и долериты распространены в основном на участках с высоким рельефом, где рифтовая долина ортогональна спредингу и имеет строение характерное для типичных спрединговых ячеек (участки -1, -3, -5, -7).

Они встречены на крупных поднятиях и хребтах в гребневой зоне (станции S5328, S5329, S5331, S5332) и только на участке-7 подняты с борта рифтовой долины (станция S5324). В этих морфоструктурах вместе с ними, но более представительно, распространены и другие типы вулканитов.

Следовательно, на этих участках плавление происходило как в условиях наиболее типичных для этого района САХ, так и при существенно иных условиях. Значительно более высокие значения отношения (Sm/Yb), (2.15-2.74) в данных вулканитах говорят об их более глубинных условиях плавления на уровне промежуточном между гранатовой и шпинелевой фациями глубинности верхней мантии. Очевидно, что это обстоятельство влияет на состав их первичных выплавок, однако данные по геохимии и изотопии этих пород указывают на иной состав плавящегося субстрата этих вулканитов. В соответствии с изотопными данными он представляет собой смесь трех мантийных источников – доминирующих DM, EM-2 и в меньшей мере HIMU.

Это означает, что в данном регионе в деплетированной мантии (мантийный источник DM) присутствует вещество мантийных источников EM-2 и HIMU. Низкоглиноземистые породы отличаются от всех базальтов когерентных групп существенно более высокими концентрациями P3Э, Nb, Rb, Ba, Sr, Th, Pb и U.

Веществом мантийного источника HIMU может быть океаническая кора, поступившая в зонах субдукции в мантию, достигшая границы ядро-мантия и в виде плюма поднявшаяся вверх (рециклинговая океаническая кора) [52, 57, 61].

Типичными производными этого мантийного источника в Атлантическом океане являются вулканиты острова Св. Елены, в породах Исландского и Азорского плато наряду с веществом мантий-

ного источника HIMU в значительной мере присутствует вещество деплетированной мантии [53].

Не так однозначно происхождение вещества мантийного источника ЕМ-2. Ряд исследователей [27] считают его также производным рециклинговой океанической коры, но содержащей терригенные осадки, а по мнению [28, 30] происходил рециклинг континентальной коры. В то же время по версии [41] появление вещества континентальной коры в зоне магмогенерации MORB базальтов связано с отрывом ее блоков в зоне субдукции и их поставкой непосредственно к зоне магмогенерации.

Многие исследователи подчеркивают важную роль в формировании мантийных источников ЕМ процессов метасоматоза континентальной мантии, происходящих под воздействием либо щелочно-силикатных (ЕМ-1), либо карбонатитовых расплавов (ЕМ-2) [2, 29, 45]. Такая метасоматизированная мантия могла оказаться в зоне магмогенерации под осевой зоной спрединга в результате ее тектонической деламинации при расколе континента [36].

На основании полученных нами петрогеохимических и изотопных данных вещество мантийного источника ЕМ-2 представляет преобразованную континентальную литосферу. Учитывая мозаичный характер распространения низкоглиноземистых пород континентальная литосфера присутствует в астеносферной мантии в виде блоков, сопоставимых по размерам с размерами участков, в которых встречаются низкоглиноземистые базальты и долериты (30–40 км в поперечнике), и располагающихся в слое промежуточном между шпинелевой и гранатовой фациями глубинности.

Следует отметить, что субстрат, плавление которого привело к образованию низкоглиноземистых вулканитов, неоднороден по составу. Это следует из того, что среди них выделяются высококалиевые и низкокалиевые разности. Высококалиевые породы этой группы имеют более высокие концентрации P_2O_5 , Zr, Sr, La, Nb, Rb, Ba, Th и U и также неоднородны по составу, отличаясь концентрациями Rb, Ba, Sr и Th. На основании геохимических показателей низкоглиноземистые вулканиты отнесены к океаническим толеитам E-MORB.

Пространственное распределение высокотитанистых высокожелезистых базальтов коррелирует с таковым для низкоглиноземистых вулканитов, к которым они близки и по составу, выделяясь среди пород когерентных групп одними из наиболее высоких концентраций TiO_2 , Fe_2O_3 , P_2O_5 , Zr и из наиболее низких – Al_2O_3 и CaO. По геохимическим особенностям они относятся к океаническим толеитам N-MORB. Учитывая пространственную и петрогеохимическую близость этих базальтов к низкоглиноземистым породам, очевидно, что наблюдаемые особенности их состава связаны с участием в их плавлении вещества того субстрата, из которого выплавлялись и низкоглиноземистые базальты и долериты, возможно, их низкокалиевые разности.

Расплавы высокотитанистых высокожелезистых базальтов плавились на уровне шпинелевой фации верхней мантии $((Sm/Yb)_n \text{ около } 1)$, это означает, что блоки континентальной литосферы простираются по вертикали вниз с глубин шпинелевой фации до промежуточных глубин между ней и гранатовой фацией.

Особенности состава плавящегося субстрата отражаются и на составе вулканитов когерентных групп, которые подразделяются на низкокалиевые и высококалиевые, последние также отличаются и повышенными концентрациями P_2O_5 .

Как показывает изучение геохимии и изотопии пород, низкокалиевые разности относятся к океаническим толеитам N-MORB и плавились из мантийного вещества по составу близкого к мантийному источнику DM. Высококалиевые разности являются толеитами T-MORB и плавились из субстрата, который представляет собой смесь трех мантийных источников: преобладающего DM, HIMU и в небольших количествах EM-2.

Геохимически от низкокалиевых пород они отличаются более высокими концентрациями La, Nb, Rb, Ba, Sr, Th и U. Анализ спайдерграмм толеитов N-MORB показал, что они повсеместно в пределах изученной области избирательно обогащены Ba и/или Rb, а отдельные образцы этого типа также обогащены и такими элементами как Nb, Th, U, Pb, хотя их концентрации в основном ниже, чем таковые в обогащенных разностях (см. рис. 6).

Таким образом, многообразие составов изученных вулканитов определяется следующими процессами и факторами:

 фракционной кристаллизацией расплавов в ходе их подъема к поверхности;

накоплением в расплавах вкрапленников;

 условиями плавления первичных расплавов (температура, глубина, степень частичного плавления);

 неоднородностью состава плавящегося субстрата.

Неоднородности состава мантийного субстрата вулканитов

На основании изотопных данных доминирующим мантийным субстратом, из которого выплавлялись изученные вулканиты, является деплетированная мантия (мантийный источник DM), подчиненную роль играет вещество мантийных источников HIMU и EM-2, присутствие которых обуславливает неоднородности состава верхней мантии в данном регионе.

Мантийный источник HIMU связан с плюмами глубинной мантии, поднимающими рециклинговую океаническую кору. В нашем случае масштаб проявления мантийного источника HIMU несопоставимо малый по сравнению с крупными провинциями обогащенных базальтов в Атлантике, где ожидаемо влияние плюмов.

Но примеров также малых по размерам локальных мантийных неоднородностей в осевой части САХ с составом близким к мантийному источнику HIMU достаточно много. При этом преобладающий взгляд на природу этих неоднородностей заключается в том, что это так называемые пассивные хаотично распространенные в конвектируемой мантии неоднородности, обогащенные несовместимыми элементами и радиогенными изотопами [3, 11, 45, 51].

В частности, такие неоднородности с метками вещества мантийного источника HIMU могут быть связаны с небольшими порциями материала, оторвавшимися от плюма и длительное время находившимися в мантии, пока не попали в зону плавления [13, 51]. Также в соответствии с [20, 24] при плавлении вещества растекающейся головной части плюма возникающие расплавы могут задерживаться в окружающей мантии в виде жил и шлиров, приводя к ее заражению плюмовым материалом.

Однако проведенные нами исследования скорее указывают на то, что выявленная под неовулканическим поднятием участка-7 мантийная вещественная неоднородность, в которой принимает участие вещество мантийного источника HIMU, носит не пассивный, а активный характер, т.е. это своеобразный микроплюм.

Об этом свидетельствуют два факта.

• Наиболее низкие во всей изученной области значения аномалий Буге в районе участка-7 указывают на то, что здесь имеется повышенная температура в мантии и/или высокая интенсивность магмогенерации, приведшая к повышенной мощности коры.

• Сначала резкое, затем постепенное уменьшение в вулканитах содержания литофильных элементов в северном направлении указывает на существование слоя обогащенной мантии и его истощении в этом направлении, свидетельствуя о том, что данный слой является вдольосевым подлитосферным субгоризонтальным потоком более горячей и обогащенной мантии, двигающимся в северном направлении и достигающим разлома Чарли Гиббс.

Южное направление неоднозначно, поскольку изучен только участок-8, непосредственно примыкающий к неовулканическому поднятию. Плавление вещества потока по мере его движения обедняло его литофильными элементами и обогащало тугоплавкими элементами, поэтому новые выплавки на удалении от микроплюма были менее обогащены литофильными элементами, но более обогащены MgO, Cr и Ni. Косвенно о существовании такого потока также свидетельствует понижение рельефа осевой и гребневой зон на участках низкого рельефа с юга на север.

Диаметр такого микроплюма в соответствии с поперечным размером неовулканического поднятия на участке-7 около 20 км.

Признаки подобных подосевых субгоризонтальных потоков обогащенного материала близкого масштаба (первые сотни километров) имеются и в других районах Атлантики. К их числу относится участок САХ между трансформными разломами Сан Паулу и Страхова в северной части Экваториальной Атлантики [7]. Здесь поток двигается со стороны плюма Сьерра Леоне, находящегося вблизи осевой зоны САХ около широты 1.7° с.ш. [47].

Этот плюм угасающий и его размеры невелики, на данный момент он фактически является микроплюмом. В качестве второго примера можно привести сегмент САХ между разломами Боде Верде и Вознесения в южной части Приэкваториальной Атлантики [7], где в качестве микроплюма выступает ответвление от плюма Св. Елены, расположенного примерно в 400 км к востоку от оси САХ [48].

Происхождение микроплюма в изученном сегменте САХ предстоит выяснить в дальнейших исследованиях. По нашему мнению, это может быть одно из ответвлений небольших размеров от Азорского плюма, наличие которых к северу от Азорского поднятия предполагается в работах [58, 60]. Можно также ожидать, что это – другой, уже затухающий, плюм. В частности, в этом регионе ранее функционировал плюм, с которым была связана горячая точка Милна [59]. Есть еще одна точка зрения на происхождение микроплюмов, основанная на том, что структуры, схожие с неовулканическим поднятием участка-7 и сложенные обогащенными базальтами, с регулярностью 350-400 км появляются вдоль осевой части САХ в пределах Южной и Центральной Атлантики [7, 8].

В этих работах это явление объясняется предположительным существованием вдоль оси САХ системы цилиндрических конвективных ячеек средним диаметром 350–400 км. Восходящая ветвь астеносферной мантии, проходящая по оси цилиндра увлекает с собой сгустки обогащенного материала с подошвы верхней мантии, где может быть сконцентрировано вещество с характеристиками мантийного источника HIMU. Возможно, под неовулканическим поднятием участка-7 располагается восходящая ветвь одной из таких цилиндрических конвективных ячеек.

Ранее, рассматривая версии возможного происхождения мантийного источника ЕМ-2, мы пришли к выводу, что, скорее всего, под изученным сегментом САХ вещество этого мантийного источника представлено блоками преобразованной континентальной литосферы, расположенными в деплетированной мантии, т.е. это типичные пассивные мантийные неоднородности. В недрах астеносферной мантии континентальная литосфера может оказаться при ее тектонической деламинации на этапе раскола континента [36].

Но в нашем случае предпочтительнее другой механизм. Он был предложен для объяснения очень разнообразного состава базальтов, распространенных к югу от крупнейшего в Атлантике разлома Романш [6] и основан на предположении о тектонической эрозии мощной континентальной литосферы, граничившей на начальных этапах океаногенеза по протяженному трансформному разлому с астеносферной мантией смежного океанского бассейна. Астеносферная океанская мантия находилась на близком глубинном уровне с континентальной литосферой и дезинтегрировала ее на отдельные блоки, которые вовлекались в конвектируемую океанскую мантию.

Этот процесс вполне вероятен для разлома Чарли Гиббс, обладающего протяженным офсетом. Чем длиннее офсет, тем дольше длился контакт континентальной литосферы и океанской подосевой астеносферы на начальных стадиях раскрытия океана. Вовлечение в процесс плавления вещества этих блоков континентальной литосферы, приводило к образованию толеитов E-MORB.

Возможный сценарий формирования океанической коры и структуры дна в изученном сегменте САХ

Выстраивая возможный сценарий формирования океанической коры в изученном сегменте САХ, охватывающем полигон Фарадей и приразломный участок к югу от разлома Чарли Гиббс, мы опирались на результаты, полученные нами при анализе тектонической структуры этого сегмента, процессов плавления базальтов и долеритов, приведших к их наблюдаемому многообразию, гетерогенности мантийного субстрата вулканитов и связей между различными типами вулканитов и структурами океанского дна.

Проведенное исследование показало, что в этом сегменте САХ отсутствует прямое влияние Азорского и Исландского плюмов на процессы осевой аккреции коры. Этот сегмент выделяется наиболее низким рельефом на всем пространстве между Азорским и Исландским поднятиями, что говорит и о наиболее низкой температуре верхней мантии под этим сегментом.

Структурно это выражается в широком развитии глубоких рифтовых впадин, разделенных небольшими неовулканическими грядами, и преобладанием низкогрядового рельефа в гребневой зоне, вещественно — в распространении на этих участках высоконатровых базальтов.

На этом фоне аномально выглядят участки высокого рельефа, где сформировались типичные спрединговые ячейки ортогональные спредингу в отличие от участков низкого рельефа со структурами, преимущественно имеющими простирание косое по отношению к спредингу. Сформированные спрединговые ячейки указывают на фокусированный апвеллинг (диапиризм) астеносферной мантии, который отсутствует в случае эшелонированного развития глубоких рифтовых впадин.

Участки высокого рельефа имеют разное происхождение и строение. На юге исследуемого района на участке-7 структуры с высоким рельефом имеют вулканическое происхождение: крупное неовулканическое поднятие в осевой зоне и крупные поднятия на восточном фланге, сложенные базальтами близкими к таковым неовулканического поднятия. Это наиболее мощный центр магматической активности в изученном сегменте САХ.

На севере полигона Фарадей на участке-1 структуры с высоким рельефом имеют тектоническое происхождение, это внутренние океанические комплексы, в составе которых широкое участие принимают габброиды и серпентинизированные ультрабазиты. На более южном участке 3 на восточном фланге развиты овальные поднятия, являющиеся тектоническими структурами, поднявшимися в результате серпентинизации ультрабазитов, а на западном фланге комплементарные им бывшие неовулканические поднятия.

Изученные тектонические структуры участков-1 и -3 являются индикаторами редуцированной магматической активности, тем не менее, очевидно, что она более интенсивна, чем на участках с низким рельефом, на что указывает строение их осевой зоны (типичные спрединговые ячейки) и обнаружение в их пределах высококальциевых и высокожелезистых пород.

На еще более южном участке-5 структуры с высоким рельефом, распространенные на флангах, имеют тектоно-вулканическое происхождение. По-видимому, изначально они, будучи сложенными вулканитами, были аналогичны крупному неовулканическому поднятию участка-7, но уже за пределами осевой зоны испытали подъем, в результате чего на поверхность дна были выведены наряду с вулканитами и габброиды.

Вулканиты, распространенные на аномальных участках с высоким рельефом, также аномальны

и по составу, при этом на вулканических структурах они преобладают, а на тектонических находятся в меньшем количестве в сравнении с деплетированными базальтами.

Как показало изотопно-петрогеохимическое изучение базальтов и долеритов, в рассматриваемом регионе в верхней мантии на уровне зоны магмогенерации выделяются два типа химических неоднородностей: пассивные и активные. Именно включение их в процесс плавления базальтовых расплавов и вызывает, с нашей точки зрения, локальные увеличения мощности коры, рост рельефа и возникновение спрединговых ячеек ортогональных спредингу.

Пассивные неоднородности это блоки вещества по составу близкие мантийному источнику EM-2, которые, как мы предположили, сложены континентальной литосферой. Мы полагаем, что засорение конвектируемой деплетированной океанской мантии этими блоками происходило в районе южного крыла трансформного разлома Чарли Гиббс при тектонической эрозии континентальной литосферы под воздействием океанской астеносферы в период, когда первая еще присутствовала на противоположном крыле этого разлома.

Эти блоки неоднородны по составу и находятся на разных глубинных уровнях, опускаясь до глубины, промежуточной между гранатовой и шпинелевой фациями глубинности. При их вовлечении в процесс плавления на более глубинном уровне возникают низкоглиноземистые вулканиты E-MORB, на менее глубинном уровне высокотитанистые высокожелезистые базальты N-MORB.

Более глубинные выплавки не только изливались на поверхность, но также, возможно, вместе с флюидами метасоматически изменяли деплетированную мантию, образуя шлиры и жилы. При последующем плавлении метасоматизированной деплетированной мантии возникали базальты N-MORB, неравномерно обогащенные различными литофильными элементами: Rb, Sr, Th, U, Zr и Pb.

Плавление мантийных неоднородностей наряду с деплетированной мантией приводило к увеличению объема расплавов и соответственно к усилению подосевого апвеллинга (диапиризма) астеносферной мантии, что повлекло за собой уменьшение прочности литосферы, интенсификацию на этих участках магматизма, формирование более высокого рельефа и спрединговых ячеек ортогональных спредингу.

В качестве активной неоднородности выступает микроплюм более горячей и обогащенной мантии, локализованный под осевой частью САХ в районе крупного неовулканического поднятия на участке-7, сложенного океаническими толеитами T-MORB, по характеру распределения аномалий Буге этот участок имеет самую мощную в исследованной области кору и/или наиболее высокую температуру верхней мантии. Возможно, на участок-7 микроплюм переместился ~2.58 млн лет назад из участка-5, где сформировалась крупная гора Фарадей.

Вещество микроплюма в наибольшей для исследуемого региона степени содержит компонент по составу близкий мантийному источнику HIMU. Также в составе микроплюма присутствует вещество деплетированной мантии (мантийный источник DM) и в незначительной мере вещество мантийного источника EM-2, которым, судя по повышенным концентрациям Rb, Pb, K_2O и P_2O_5 в некоторых образцах базальтов неовулканического поднятия, микроплюм заражен неравномерно.

Поднимаясь через деплетированную мантию, микроплюм ассимилирует ее, а вместе с ней и вещество блоков континентальной литосферы, присутствующих в этом регионе.

После достижения определенного глубинного уровня микроплюм растекался. Учитывая, что $(Sm/Yb)_n$ отношения (1.01-1.37) в базальтах T-MORB только незначительно превышают таковые у деплетированных базальтов, можно ожидать, что растекание происходило на уровне шпинелевой фации глубинности. Наиболее интенсивные потоки микроплюмового материала формировались в подосевой зоне спрединга, где наименьшая прочность окружающей мантии в силу ее более высоких температур в сравнении с таковой во фланговых частях САХ.

Мы имеем возможность оценить особенности только северной ветви этого потока, двигавшегося в соответствии с общим простиранием САХ в этом сегменте на северо-запад. Участки, расположенные к югу от участка-7, пока не изучены. По мере движения потока микроплюмового материала в нем происходило частичное плавление, а образовавшиеся расплавы смешивались с расплавами, генерированными в деплетированной мантии, что приводило к образованию толеитов N-MORB, но обогащенных Nb, Rb, Ba.

Плавление приводило к уменьшению массы потока и обеднению гигромагматофильными и обогащению тугоплавкими элементами. В наибольшей степени поток должен быть остывшим и обедненным литофильными компонентами вблизи разлома Чарли Гиббс. Дополнительно здесь на него действует охлаждающее влияние трансформного разлома, на что, в частности, указывает появление вблизи разлома высоконатровых и высокотитанистых базальтов.

Однако данные по аномалиям Буге и рельефе осевой и гребневой зон свидетельствуют о повышенных интенсивности магматизма и мощности коры на этом участке. Это противоречие можно избежать, если предположить, что трансформный разлом, на противоположном крыле которого расположена холодная и более мощная литосфера, является препятствием дальнейшему проникновению потока, двигавшегося с юга.

В результате здесь происходит накопление вещества и увеличивается интенсивность магматической аккреции, что приводит к повышенному гребневому и осевому рельефу, необычной структуре сочленения рифта и разлома и, судя по распределению аномалий Буге, к повышенной мощности коры. Это вещество сохранило некоторые свои первоначальные метки, в виде слегка повышенных концентраций K_2O , P_2O_5 , Nb и La в деплетированных базальтах сегмента, примыкающего к разлому Чарли Гиббс, здесь же встречены единичные образцы толеитов T-MORB.

На участках, где поток пересекал или проходил над блоками континентальной литосферы, возникавшие в нем расплавы смешивались и с расплавами, генерированными при плавлении вещества этих блоков. Образованные таким образом вулканиты T-MORB в своем составе содержат больше вещества мантийного компонента EM-2, в сравнении с базальтами T-MORB, встреченными на вулканических поднятиях участка-7. Выделяются они и повышенными концентрациями Th, Pb, Ba, Sr. Избирательно некоторыми из этих элементов, а также Zr обогащены и вулканиты N-MORB, распространенные на этих участках.

В верхней мантии изученного сегмента САХ имеется еще два типа химических неоднородностей.

• Первый тип — это практически повсеместное обогащение деплетированной мантии Zr, а северной части изученного сегмента (от разлома Чарли Гиббс до 49° с.ш.) также и Pb и P_2O_5 . Учитывая, что тренды вариаций концентраций Zr и Pb в деплетированных базальтах из этих районов экстраполируются в поле составов базальтов E-MORB, можно предположить, что на одном из этапов эволюции состава астеносферной мантии произошло ее обогащение этими элементами в результате обширного метасоматоза при воздействии расплавов, выплавившихся из вещества блоков континентальной литосферы.

• Второй тип — это локальные участки обогащения деплетированной мантии Сги Ni, встречающиеся по всей изученной площади. Одно из возможных объяснений этому феномену заключается в том, на данных участках в процессе плавления участвовало вещество деплетированной мантии, ранее уже претерпевшей плавление.

Простирание изученного сегмента САХ резко отличается от таковых как к северу от разлома Чарли Гиббс, так и к югу от полигона Фарадей. От Азорского поднятия к северу САХ протягивается в северо-восточном направлении, которое, вероятно, задается потоками плюмового материала, идущего от Азорского плюма в северо-восточном направлении [46, 58].

В этом случае можно ожидать, что изменение простирания САХ около южного окончания полигона Фарадей могло быть связано с выклиниванием этого потока. Но встает вопрос почему более северный сегмент САХ ориентирован не субмеридионально, что было бы более ожидаемо, поскольку это направление ортогонально спредингу и более близкое к трансформному разлому Чарли Гиббс, а северо-западное. При этом не только хребет имеет такое простирание, но и многочисленные рифтовые и гребневые структуры, распространенные преимущественно на участках с низким рельефом.

Очевидно, что образование рифтовых структур северо-западного простирания было предопределено наличием зон наименьшей прочности литосферы северо-западного простирания, каковыми могут быть более прогретые участки литосферы. Последние возникают, как говорилось выше, на участках с большей магматической интенсивностью (участки с высоким рельефом) там, где в плавлении участвует мантийные неоднородности с материалом источника ЕМ-2, что способствует зарождению и подъему более крупных диапиров астеносферной мантии, которые становятся центрами магматической активности.

При движении с юга каждый следующий участок большей магматической интенсивности (участок с высоким рельефом) смещен к западу относительно предыдущего, так что все они находятся на одной линии северо-западного простирания. Диапиры прогревают литосферу, находящуюся как над ними, так и рядом с ними, а между диапирами возникает зона менее прочной литосферы северо-западного простирания, вдоль которой при спрединге развивается система эшелонированных трещин отрыва и впадин растяжения. Трещины отрыва провоцируют декомпрессионное плавление подлитосферной мантии на участках между диапирами, что приводит к образованию небольших неовулканических гряд.

Таким образом, проведенные исследования показали, что в изученном сегменте САХ не наблюдается влияния на осевую аккрецию коры Исландского (севернее) и Азорского (южнее) плюмов. Возможные признаки влияния Азорского плюма на сегмент САХ непосредственно к югу от разлома Чарли Гиббс вызваны другими причинами — подъемом микроплюма обогащенной мантии близкого к составу мантийного источника HIMU в районе широт 48.41°–48.46° с.ш. и подосевым его растеканием в северном направлении, а также наличием в верхней мантии на уровне зоны магмогенерации блоков вещества близкого к составу EM-2, по-видимому, сложенных породами континентальной литосферы.

выводы

1. Участки большей и меньшей магматической продуктивности чередуются вдоль оси САХ на пространстве между разломами Максвелл и Чарли Гиббс. Им соответствует более высокий и более низкий рельефа дна осевой и гребневой зон, при этом средняя высота рельефа тех и других уменьшается от крупного неовулканического поднятия, сформировавшегося в южной части изученного района, в северном направлении, снова возрастая непосредственно у разлома Чарли Гиббс. На участках высокого рельефа в осевой зоне формируются спрединговые ячейки, ориентированные ортогонально спредингу.

В строении гребневых зон доминируют поднятия различной природы: от тектонических до вулканических. Участки низкого рельефа имеют северо-западное косое по отношению к спредингу простирание, здесь рифтовая долина состоит из отдельных глубоких рифтовых впадин, разделенных мелкими неовулканическими грядами, а на флангах развиты гряды северо-западного простирания, разделенные широкими депрессиями.

2. Многообразие составов изученных вулканитов определяется следующими процессами и факторами — фракционной кристаллизацией расплавов в ходе их подъема к поверхности, накоплением в расплавах вкрапленников, условиями плавления первичных расплавов: температура, глубина, степень частичного плавления, неоднородностью состава плавящегося субстрата.

3. Среди базальтов и долеритов, встреченных в исследуемой области, выделяется несколько петрохимических групп:

 основная группа, объединяющая породы с умеренными концентрациями петрогенных оксидов;

– группы высококальциевых, высоконатровых, высокотитанистых, высокожелезистых, высокотитанистых высокожелезистых, высокоглиноземистых вулканитов, которые в сравнении с породами основной группы при тех же самых значениях MgO имеют более высокие концентрации CaO, Na₂O, TiO₂, Fe₂O₃, одновременно TiO₂ и Fe₂O₃, Al₂O₃, соответственно;

— группа низкоглиноземистых пород с более низкими Al_2O_3 и CaO при более высоких концентрациях TiO₂ и Fe₂O₃.

4. За исключением высокоглиноземистых вулканитов, в которых большое количество вкрапленников плагиоклаза привело к высокой концентрации Al_2O_3 , появление других групп базальтов и долеритов связано с различиями в условиях плавления первичных базальтовых расплавов и в составе мантийного субстрата. Наиболее распространенные вулканиты основной группы формировались при наиболее типичных условиях плавления, характерных для этого сегмента САХ, проходившего при умеренных температуре, давлении и степени частичного плавления.

Породы высококальциевой группы образовались из высокотемпературных расплавов, плавившихся при высокой степени частичного плавления. Они встречены в центрах наиболее интенсивной магматической активности над поднимающейся астеносферной мантией в центральных частях спрединговых ячеек и на вулканических поднятиях. Вместе с ними распространены базальты высокожелезистой группы, которые представляют более глубинные выплавки.

Породы высоконатровой и высокотитанистой групп кристаллизовались из расплавов, генерированных при более низких температуре и степени частичного плавления. Они присутствуют вблизи трансформного разлома Чарли Гиббс и на участках низкого рельефа дна с широким развитием глубоких рифтовых впадин, где могут возникать такие условия плавления.

Низкоглиноземистые базальты и долериты распространены в основном на поднятиях гребневой зоны участков САХ с высоким рельефом. Они сформировались из более глубинных выплавок, генерированных в слое, находящемся на промежуточном уровне между шпинелевой и гранатовой фациями глубинности, из субстрата обогащенного литофильными элементами и радиогенными изотопами Sr, Nd и Pb.

Высокотитанистые высокожелезистые базальты, пространственно ассоциирующие с низкоглиноземистыми вулканитами, выплавлялись из субстрата близкого состава, но на уровне шпинелевой фации глубинности.

5. В изученных вулканитах выделяются океанические толеиты N-MORB, T-MORB и E-MORB. Океанические толеиты N-MORB широко распространены и выплавлялись преимущественно из деплетированной мантии (источник DM). Базальты и долериты E-MORB, петрохимически относящиеся к низкоглиноземистым породам, распространены на участках высокого рельефа. Их мантийный субстрат образован смесью материала DM и EM-2 при подчиненной роли HIMU.

Вулканиты T-MORB в основном локализованы на крупных вулканических поднятиях в южной части изученного сегмента САХ и выплавлялись из субстрата, образованного смесью материала DM и HIMU при подчиненной роли EM-2. Небольшое количество образцов этого типа встречено совместно с вулканитами E-MORB, в них возрастает доля вещества EM-2, что выражается в более высоких концентрациях Sr, Ba, Th и

Рb. Вулканиты N и T-MORB образуют серию пород, сформировавшихся при смешении их расплавов.

6. Между разломами Чарли Гиббс и Максвелл отсутствует влияние Азорского плюма на процессы осевой аккреции коры. Предполагаемые признаки этого влияния вызваны гетерогенностью мантии в этой области. Реконструируются два типа мантийных неоднородностей — пассивные и активные, участвующие в плавлении.

Пассивные неоднородности представлены блоками континентальной литосферы по составу близкими к мантийному источнику EM-2, расположенными на разных глубинных уровнях, протяженными участками метасоматизированной деплетированной мантии, обогащенной Zr либо Zr, P_2O_5 и Pb, а также блоками, возможно, ранее уже плавившейся деплетированной мантии, обогащенной Cr и Ni.

Активные неоднородности связаны с подъемом микроплюма обогащенной мантии по составу близкой к мантийному источнику HIMU и с его подосевым растеканием в северном направлении вплоть до разлома Чарли Гиббс. При движении микроплюмового материала происходило его частичное плавление, приводившее к его обеднению литофильными и обогащению тугоплавкими элементами. Образующиеся расплавы смешивались с расплавами, генерированными в деплетированной мантии и в мантии, в которой присутствовали пассивные неоднородности.

Благодарности. Авторы выражают благодарность рецензентам А.Н. Диденко (ИТиГ ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия), Е.П. Дубинину (Музей Землеведения МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия) за полезные комментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Исследования выполнены в Геологическом институте РАН за счет средств Российского научного фонда, проект № 22-27-00036.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Дубинин Е.П., Галушкин Ю.И., Свешников А.А. Модель аккреции океанической коры и ее геодинамические следствия – В кн.: Жизнь Земли. – Под ред. В.А. Садовничего, А.В. Смурова – М.: МГУ, 2010. Вып. 32. С. 53–83.
- 2. Когарко Л.Н. Щелочной магматизм и обогащенные мантийные резервуары. Механизмы возникновения, время появления и глубины формирования // Геохимия. 2006. № 1. С. 5–13.
- Пейве А.А. Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана – М.: Научный мир, 2002 (Тр. ГИН РАН. Вып. 548). 277 с.

- 4. *Пейве А.А., Соколов С.Ю., Иваненко А.Н. и др.* Аккреция океанической коры в Срединно-Атлантическом хребте (48°–51.5° с.ш.) в ходе "сухого" спрединга // ДАН. Науки о Земле. 2023. Т. 508. № 2. С. 155–163.
- 5. Пейве А.А., Соколов С.Ю., Разумовский А.А. и др. Соотношение магматических и тектонических процессов при формировании океанической коры к югу от разлома Чарли Гиббс (Северная Атлантика) // Геотектоника. 2023. № 1. С. 48–74.
- 6. *Сколотнев С.Г.* Природа многообразия вулканитов экваториальной части Срединно-Атлантического хребта // Альманах Пространство и Время (электрон. науч. изд.). 2013. Т. 4. № 1. С. 6–42. http://e-almanac.space-time.ru/assets/files/Tom
- Сколотнев С.Г. Регулярные и региональные вариации состава и строения океанической коры и структуры океанического дна Центральной, Экваториальной и Южной Атлантики – Автореф. дис.... д. г.-м. н. – М.: ГИН РАН, 2015. 59 с.
- Сколотнев С.Г. Разномасштабная сегментация медленноспрединговых срединно-океанических хребтов и ее возможные причины (на примере Центральной и Южной Атлантики). – Мат-лы L Тектонич. совещ. "Проблемы тектоники и геодинамики земной коры" – М.: ГЕОС. 2018. Т. 2. С. 189–193.
- 9. Сколотнев С.Г., Добролюбова К.О., Пейве А.А. и др. Строение спрединговых сегментов Срединно-Атлантического хребта между трансформными разломами Архангельского и Богданова (Приэкваториальная Атлантика) // Геотектоника. 2022. № 1. С. 3–26.
- Сколотнев С.Г., Санфилиппо А., Пейве А.А. и др. Геолого-геофизические исследования разломной зоны Чарли Гиббс (Северная Атлантика) // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 1. С. 5–9.
- 11. Сущевская Н. М., Бонатти Э., Пейве А.А. и др. Гетерогенность рифтового магматизма приэкваториальной провинции Срединно-Атлантического хребта (15° с.ш.-3° ю.ш.) // Геохимия. 2002. № 1. С. 30–55.
- 12. Сущевская Н.М., Лейченков Г.Л., Беляцкий Б.В., Жилкина А.В. Эволюция плюма Кару-Мод и его влияние на формирование мезозойских магматических провинций в Антарктиде // Геохимия. 2022. № 6. С. 503-525.
- Allegre C.J., Poirier J.-P., Humler E., Hofmann A.W. The chemical composition of the Earth // Ibid. 1995. Vol. 134. P. 515–544.
- Alt J.C., Anderson T.F., Bonnell L. and Muehlenbachs K. Mineralogy, chemistry, and stable isotopic compositions of hydrothermally altered sheeted dikes: ODP Hole 504B, Leg 111. // Proc. ODP, Sci. Results. 1989. Vol. 111. P. 27–40.
- Anderson D.L., Schramm K.A. Global hotspot maps In: Plates, Plumes, and Paradigms. – Eds. G.R. Foulder, J.H. Natland, D.C. Prensall, D.L. Anderson – GSA. Spec. Pap. 2005. Vol. 388. P. 19–29.
- 16. Benediktsdyttir B., Hey R., Martinez F. et al. A new kinematic model of the Mid-Atlantic Ridge between 55°55' N and the Bight Transform Fault for the past 6 Ma //

J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2016. Vol. 121. № 2. P. 455–468.

- Crane K. The spacing of rift axis highs: Dependence upon diapiric processes in the underlying astenosphere? // EPSL. 1985. Vol. 72. P. 405–414.
- Ellam R.M. Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry // Geology. 1992. Vol. 20. P. 153– 156.
- Escartin J., Smith D.K., Cann J., and et al. Central role of detachment faults in accretion of slow-spread oceanic lithosphere // Nature. 2008. Vol. 455. P. 790–794.
- Fontignie D., Schilling J.G. Mantle heterogeneities beneath the South Atlantic: A Nd–Sr–Pb isotope study along the Mid-Atlantic Ridge (3° S–46 °S) // EPSL. 1996. Vol. 142. P. 109–121.
- 21. GEBCO 30" Bathymetry Grid. Vers. 20141103. 2014. http://www.gebco.net (Accessed June, 2023).
- 22. GEOROC Database (Geochemistry of Rocks of the Oceans and Continents). Vers. 2023-06-01. 2023. https://georoc.eu/georoc/ (Accessed June, 2023).
- 23. Grindlay N.R., Fox P.J., Vogt P.R. Morphology and tectonics of the Mid-Atlantic Ridge (25° S-27°30' S) from sea beam and magnetic data // J. Geophys. Res. 1992. Vol. 97. № B5. P.6983-7010.
- Hanan B.B., Kingsley R.H., Schilling J.G. Pb isotope evidence in the South Atlantic for migrating ridge interactions // Nature. 1986. Vol. 322. P. 137–144.
- 25. *Hart S.R.* Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies // EPSL. 1988. Vol. 90. № 3. P. 273–296.
- Hey R., Martinez F., Höskuldsson A., and et al. Multibeam investigation of the active North Atlantic plate boundary reorganization tip // EPSL. 2016. Vol. 435. P. 115–123.
- Hoffman A.W. Chemical differentiation of the Earth: The relationships between mantle, continental crust, and oceanic crust // EPSL. 1991. Vol. 90. P. 297–314.
- Hofman A.F. Mantle geochemistry: message from oceanic volcanism // Nature. 1997. Vol. 385. P. 219–229.
- Humphreys E.R., Niu Y. On the composition of ocean island basalts (OIB): the effect of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism // Lithos. 2009. Vol. 112. P. 118–136.
- Jackson M.G., Hart S.R., Koppers A.A., and et al. The return of subducted continental crust in Samoan lavas // Nature. 2007. Vol. 448. P. 684–687.
- Jaques A.L., Green D.H. Anhydrous melting of peridotite at 0–15 kb pressure and the genesis of tholeiite basalts // Contrib. Mineral. Petrol. 1980. Vol. 73. № 3. P. 287–310.
- Klein E.M., Langmuir Ch. H. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness // J. Geophys. Res. 1987. Vol. 92. № B8. P. 8089–8115.
- Langmuir Ch.H., Bender J.F. The geochemistry of oceanic basalts in the vicinity of transform faults: observations and implications // EPSL. 1984. Vol. 69. P. 107– 127.
- Langmuir Ch.H., Bender J.F., Bence A.E. et al. Petrogenesis of basalts from the FAMOUS area: Mid-Atlantic Ridge // EPSL. 1977. Vol. 36. P. 133–156.

- Lin J., Purdy G.M., Schouten H. et al. C. Evidence from gravity data for focused magmatic accretion along the Mid-Atlantic Ridge // Nature. 1990. Vol. 344. P. 627– 632.
- Lorinczi P., Houseman G.A. Lithospheric gravitational instability beneath the Southeast Carpathians // Tectonophysics. 2009. Vol. 474. P. 322–336.
- Macdonald K.C., Fox P.J., Vogt P.R. A new view of the mid-ocean ridge from the behavior of ridge axis discontinuities // Nature. 1988. Vol. 335. P. 217–225.
- Martinez F., Hey R., Hoskuldsson A. Reykjanes Ridge evolution: Effects of plate kinematics, small-scale upper mantle convection and a regional mantle gradient // Earth-Sci. Rev. 2020. Vol. 206. P. 1–24.
- Merkouriev S., DeMets C. A high-resolution model for Eurasia-North America plate kinematics since 20 Ma // Geophys. J. Int. 2008. Vol. 173. P. 1064–1083.
- 40. *Montelli R., Notel G., Dahlen F.A. et al.* Catalogue of deep mantle plumes: New results from finite-frequency tomography // Geochem. Geophys. Geosyst. 2006. Vol. 7. № 11. P. 1–69.
- 41. *Niu Y., O'Hara M.J.* MORB-mantle hosts the missing Eu (Sr, Nb, Ta and Ti) in the continental crust: new perspective on crustal growth, crust-mantle differentiation and chemical structure of oceanic upper mantle // Lithos. 2009. Vol. 112. P. 1–17.
- 42. Okina O., Lyapunov S., Avdosyeva M. et al. An investigation of the reliability of HF acid mixtures in the bomb digestion of silicate rocks for the determination of trace elements by ICP-MS // Geostandards and Geoanalyt. Res. 2016. Vol. 40. P. 583–597.
- Okina O.I., Lyapunov S.M., Dubensky A.S. Influence of sample treatment after bomb digestion on determination of trace elements in rock samples by ICP-MS // Microchem. J. 2018. Vol. 140. P. 123–128.
- 44. Phillips M.G., Parmentier E.M., Lin J. Mechanisms for the origin of mid-ocean ridge axial topography: Implications for the thermal and mechanical structure of accreiting plate boundaries // J. Geophys. Res. 1987. Vol. 92. No. P. 12823–12836.
- Regelous M., Niu Ya., Abouchami W. et al. Shallow origin for South Atlantic Dupal Anomaly from lower continental crust: Geochemical evidence from the Mid-Atlantic Ridge at 26° S // Lithos. 2009. Vol. 112. P. 57–72.
- 46. Schilling J. Geochemical and isotopic variation along the Mid-Atlantic Ridge axis from 79° N to 0° N – In: *The Geology of North America: The Western Atlantic Region.* – Eds. P.R. Vogt, B.E. Tucholke, (GSA Mem., Boulder, USA. 1986). P. 137–153.
- 47. Schilling J., Hanan B., McCulli B. and et al. Influence of the Sierra Leone mantle plume on the equatorial Mid-Atlantic Ridge: A Nd–Sr–Pb isotopic study // J. Geophys. Res. 1994. Vol. 99. № B6. P. 12005–12028.
- 48. Schilling J.G., Thompson G., Kingsley R., and et al. Hotspot-migrating ridge interaction in the South Atlantic // Nature. 1985. Vol. 313. P. 187–191.
- Schilling J.G., Zajac M., Evants R., and et al. Petrologic and geochemical variations along the Mid-Atlantic Ridge from 29° N to 73° N // Am. J. Sci. 1983. Vol. 283. P. 510–586.
- 50. Skolotnev S.G., Sanfilippo A., Peyve A.A., and et al. Seafloor spreading and tectonics at the Charlie Gibbs transform system (52°-53° N, Mid-Atlantic Ridge): Preliminary results from R/V "Akademik Nikolaj Strakhov" expedition S50 // Ofioliti. 2021. Vol. 46. № 1. P. 83-101.
- Sleep N.H. Tapping of magmas from ubiquitous mantle heterogeneities: An alternative to mantle plumes? // J. Geophys. Res. 1984. Vol. 89. № B12. P. 10029– 10041.
- Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al. The amount of recycled mantle-derived melts // Science. 2007. Vol. 316. P. 412–417.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics in ocean basalt: Imlication for mantle composition and processes In: Magmatism in the Ocean Basins Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry, (Geol. Soc. Spec. Publ. USA. 1989. Vol. 42), P. 313–345.
- Sun S.S., Nesbit R.W., Sharaskin A.Ya. Geochemical characteristics of mid-ocean ridge basalts // EPSL. 1979. Vol. 96. P. 119–133.
- 55. *Thompson R.N.* Phase-equilibria constraints on the genesis and magmatic evolution of oceanic basalts // Earth-Sci. Rev. 1987. Vol. 24. P. 161–210.

- 56. Weaver B.L., Wood D.A., Tarney J. et al. Geochemistry of ocean island basalts from the South Atlantic: Ascension, Bouvet, St. Helena, Gough and Tristan da Cunha // Geol. Soc. Spec. Publ. 1987. № 30. P. 253–267.
- 57. *White W.M.* Ocean island basalts and mantle plumes: The geochemical perspective // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 2010. Vol. 38. P. 133–160.
- White W., Schilling J.G. The nature and origin of geochemical variation in the Mid-Atlantic Ridge basalts from the central North Atlantic // Geochim. Cosmochim. Acta. 1978. Vol. 42. P. 1501–1516.
- Whitmarsh R.B., Ginzburg A., Searle R.C. The structure and origin of the Azores-Biscay Rise, North-east Atlantic Ocean // J. Geophys. Res. 1982. Vol. 70. P. 79– 107.
- 60. Yu D., Fontignie D., Schilling J.G. Mantle-plume interactions in the Central North Atlantic: Nd-isotope study of Mid-Atlantic Ridge basalts from 30° N to 50° N // EPSL. 1997. Vol. 146. P. 259–272.
- 61. Zindler A., Jagoutz E., Goldstein S. Nd, Sr and Pb isotopic systematics in a three-component mantle: a new perspective // Nature. 1982. Vol. 298. P. 519–523.

Oceanic Crust Formation in the Mid-Atlantic Ridge Segment between Azores and Icelandic Plumes: Results of Geological and Petrogeochemical Studies

S. G. Skolotnev^{*a*, *, A. A. Peyve^{*a*}, S. Yu. Sokolov^{*a*}, S. A. Dokashenko^{*a*}, V. N. Dobrolyubov^{*a*}, O. I. Okina^{*a*}, B. V. Ermolaev^{*a*}, K. O. Dobrolyubova^{*a*}}

^aGeological Institute RAS, Pyzhevsky per., bld. 7, 119017 Moscow, Russia *e-mail: sg_skol@mail.ru

The structure of the ocean floor and the composition of basalts and dolerites of the MAR segment between the Maxwell and Charlie Gibbs FZs (North Atlantic) were studied based on the data of the 53rd cruise of the R/V "Akademik Nikolaj Strakhov". It was found that in this segment, along the spreading axis, areas of greater and lesser magmatic productivity alternate, which correspond to higher and lower bottom relief. In areas of high relief, spreading cells form in the axial zone, and rises of various nature dominate in the ridge zone: from tectonic to volcanic. In areas of low relief, the rift valley consists of deep rift basins, and low ridges are developed on the flanks, separated by wide depressions. Oceanic tholeites N, T and E-MORB are distinguished among the studied volcanites. The first of them are ubiquitous and were melted from mainly depleted mantle (source DM). Basalts and dolerites of E-MORB are found in areas of high relief. Their mantle substrate is formed by a mixture of DM and EM-2 material with the subordinate role of HIMU. T-MORB volcanites are mainly localized on large volcanic rises in the southern part of the studied MAR segment and were melted from a substrate formed by a mixture of DM and HIMU material with the subordinate role of EM-2. Two types of mantle inhomogeneities involved in melting are reconstructed: passive and active. The former are represented by blocks of the transformed continental lithosphere that are similar in composition to the EM-2 mantle source. Active inhomogeneities associate with the uplift near Maxwell FZ of the microplume of the enriched mantle with a composition close to HIMU and with its subaxial flow in the north direction up to the Charlie Gibbs FZ.

Keywords: oceanic crust, spreading, rift valley, bottom rise, mantle inhomogeneities, basalt, dolerite, Mid-Atlantic ridge, North Atlantic

УДК 551.2/3

ЭДИАКАРСКИЕ И КЕМБРИЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ И ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ЮЖНОГО УЛУТАУ (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН): СТРОЕНИЕ, ОБОСНОВАНИЕ ВОЗРАСТА И ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ¹

© 2023 г. А. А. Третьяков^{1,} *, К. Е. Дегтярев¹, Н. А. Каныгина¹, А. Н. Журавлев¹, С. Ю. Скузоватов²

¹Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия ² Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения РАН, ул. Фаворского, 1А, 664033, г. Иркутск, Россия *e-mail: and8486@yandex.ru Поступила в редакцию 13.06.2023 г. После доработки 20.07.2023 г. Принята к публикации 26.07.2023 г.

В статье приведены результаты изучения и обоснования возраста эдиакарских слабометаморфизованных вулканогенно-осадочных и кембрийских осадочных толщ, выделенных впервые в пределах южной части Улутауского террейна (Южном Улутау) на западе Центрального Казахстана. Оценки возраста (SHRIMP II) 594 ± 3 , 595 ± 5 , 600 ± 2 млн лет для эффузивных и туфогенных пород, а также их изотопно-геохимические характеристики являются первым свидетельством проявления эдиакарского надсубдукционного магматизма в палеозоидах Казахстана и Северного Тянь-Шаня. Полученные данные указывают на участие Улутауского террейна в конце докембрия в строении вулканоплутонического пояса, фрагментами которого также являются неопротерозойские блоки в пределах Юго-Западного Казахстана (Жельтавский и Чуйско-Кендыктасский террейны), Южного Тянь-Шаня и Каракумо-Таджикского террейна. Формирование эдиакарского надсубдукционного пояса может являться продолжением эволюции неопротерозойской активной континентальной окраины, возникшей в тонийское время на северо-западной окраине суперконтинента Родиния.

Ключевые слова: эдиакарий, кембрий, риолиты, андезиты, U–Pb-датирование, субдукция, Родиния **DOI:** 10.31857/S0016853X23050090, **EDN:** OSVGIM

введение

Структурный план палеозоид западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса определяется сочетанием террейнов с докембрийской континентальной и палеозойской ювенильной корой (рис. 1). Полученные за последние 20 лет данные показали, что в докембрийских террейнах на уровне современного эрозионного преобладают комплексы, сформированные в интервале от ~1200 до ~600 млн лет [7, 12, 18, 28, 35, 46]. При этом наиболее распространенными являются осадочные и магматические комплексы, формировавшиеся в течение тонийского и криогенийского периодов неопротерозоя (1000–635 млн лет), для которых получен большой объем геохронологических и изотопно-геохимических данных. Образования эдиакарского возраста характеризуются меньшей степенью изученности, что во многом связано с незначительным распространением магматических образований этого возраста и отсутствием среди них пород среднего и кислого составов. Это значительно ограничивает возможности U–Pb изотопно-геохронологических методов, использующих для оценки возраста акцессорный циркон.

Комплексы эдиакарского возраста традиционно были отнесены к нижней части позднедокембрийско-раннепалеозойского неметаморфизованного чехла, который с несогласием залегает на более древних в разной степени метаморфизованных образованиях мезо- и неопротерозоя [1].

Особенности строения разрезов нижних частей позднедокембрийско-раннепалеозойского чехла позволяли предположить, что седиментация в эдиакарии в основном происходила в пределах рифтогенных и шельфовых бассейнов. В наиболее

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X23050090 для авторизованных пользователей.



Рис. 1. Схема положения докембрийских террейнов в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП). Обозначены докембрийские террейны: К – Кокчетавский; И – Ишкеольмесский; Е-Н – Ерементау-Ниязский; АД – Актау-Джунагрский; У – Улутауский; Ч-К – Чуйско-Кендыктасский; Ж – Жельтавский; К-Д – Каратау–Джебаглинский; ИК – Иссыккульский; СТ – Срединно-Тяньшаньский.

1 – докембрийские террейны; *2*–*4* – комплексы: *2* – нижнепалеозойские вулканогенно-осадочные, *3* – средне-верхнепалеозойские вулканогенно-осадочные, *4* – докембрийские и палеозойские Таримского кратона; *5* – крупные разрывные нарушения; *6* – государственная граница; *7* – регион исследования

крупном Ишим—Срединно-Тяньшаньском рифтогенном прогибе, комплексы которого участвуют в строении западной части Улутауского, Каратау-Джебаглинского и Срединно-Тяньшаньского террейнов, в эдиакарских разрезах преобладают грубообломочные породы, в том числе тиллоиды, эффузивы основного состава, карбонатные и кремнистые породы [1, 18]. В шельфовых бассейнах, комплексы которых наиболее полно представлены в Актау-Джунгарском террейне, эдиакарские разрезы в основном сложены терригенными и карбонатными породами, среди которых также отмечаются горизонты тиллоидов [1, 9, 18]. При этом современные представления предполагают, что несмотря не некоторые различия в строении разрезов эдиакария, все докембрийские террейны западной части Центрально-Азиатского пояса в это время входили в структуру пассивной окраины крупного континентального блока [10, 18].

Целью нашей статьи является анализ строения, состава, обоснования возраста и обстановок формирования эдиакарских вулканогенно-осадочных и кембрийских осадочных толщ, выделенных впервые в пределах южной части Улутауского террейна (Южном Улутау) на западе Центрального Казахстана, что позволяет изменить представления о его палеотектоническом положении.

РАЙОНИРОВАНИЕ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОГО УЛУТАУ

В строении Южного Улутау участвуют позднедокембрийские комплексы, представленные слабометаморфизованными вулканогенно-осадочными, реже — осадочными, толщами и гранитоидами (рис. 2, рис. 3).

Здесь выделяются две субмеридиональные зоны, различающие строением, составом и возрастом слагающих их мезо— и неопротерозойских комплексов.

В западной — Майтюбинской — зоне преобладают кислые эффузивы и вулканогенно-осадочные толщи. Наиболее низкое структурное положение занимает жиидинская серия, сложенная метаморфизованными эффузивами основного и кислого состава, а также вулканогенно-осадочными породами. Для кислых вулканитов была получена оценка возраста их кристаллизации — 1338 ± 5 млн лет [6].

Более высокое положение занимают кислые вулканогенные и вулканогенно-осадочные майтюбинской и коксуйской серий, образующие вулкано-плутонические ассоциации с гранитоидными Жаункарским и Актасский комплексами, формирование которых происходило в интервале ~830 млн лет—~790 млн лет [7]. Эти вулканиты с несогласием перекрыты черносланцевыми, кварцито-сланцевыми и грубообломочными вулканогенно-осадочными толщами (кумолинская, уштобинская, боздакская и др. свиты) [3, 9]. К наиболее молодым докембрийским интрузивным образованиям этой зоны относятся щелочные сиениты карсакпайского комплекса с возрастом 673 ± 2 млн лет [17].

На западе Майтюбинской зоны все более древние образования с несогласием перекрыты сложно построенной вулканогенно-терригенной и грубообломочной последовательностью, традиционно относимой к эдиакарию и залегающей в основании нижнепалеозойского чехла, в основном развитого в Байконурской зоне [1, 17]. В основании этой последовательности залегают конгломераты и песчаники, эффузивы и вулканогенно-осадочные породы основного состава акбулакской серии. Более высокое положение занимает улутауская серия, представленная терригенными и терригенно-карбонатными породами, среди которых выделяются два горизонта тиллоидов.

Верхний возрастной предел накопления этой последовательности определяется по перекрытию улутауской серии кремнистыми породами коктальской свиты, содержащими акритархи раннего кембрия [2].

Нижний возрастной предел определяется присутствием в основании акбулакской серии базальных конгломератов с гальками трахириолитов коксуйской серии (~790 млн лет) [1, 17].

На основании анализа возраста обломочных цирконов максимальный возраст накопления нижнего горизонта тиллоидов (сатанская свита) устанавливается в интервале конца тонийского– середины криогенийского (~740–670 млн лет) периодов, а верхнего (байконурская свита) в интервале середины криогенийского периода– начала кембрия [17].

В восточной — Карсакпайской — зоне распространены дифференцированные, бимодальные вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи, в разрезах которых присутствуют пачки железистых сланцев, кварцитов и мраморизованных известняков (аралбайская, карсакпасйкая и белеутинская серии), а также их метаморфизованные аналоги, представленные амфиболитами и гнейсами (баладжездинская серия).

Полученные в последние годы U–Pb оценки возраста этих толщ, позволяют предполагать, что их формирование в основном происходило в интервале ~740–760 млн лет [7, 8].

Более молодые комплексы криогения, эдиакария и нижнего палеозоя в Карсакпайской зоне ранее не выделялись.

Нами впервые получены данные, позволяющие установить, что в пределах Карсакпайской зоны широко распространены комплексы эдиакарского и нижнепалеозойского возраста, которые ранее включались в состав белеутинской и карсакпайской серий.

ЭДИАКАРСКИЙ ВУЛКАНОГЕННЫЙ КОМПЛЕКС

В южной части Карсакпайской зоны комплексы эдиакарского возраста выявлены в стратотипическом районе распространения белеутинской серии по р. Белеуты и р. Аккииксай. Здесь эдиакарские комплексы слагают ядро крупной субмеридиональной синклинали, крылья которой сложены основными эффузивами, сланцами и

железистыми кварцитами карсакпайской серии, кварцитами, сланцами, рассланцованными туфами кислого состава, туфами с U–Pb оценками возраста 762 ± 3 млн лет, ранее также включавшимися в белеутинскую серию [3, 8] (рис. 4).

Толщи эдиакарского возраста образованы рассланцованными эффузивами, туфоконгломератами и туфами основного, среднего и кислого состава. Для базальтов характерны подушечная и канатная отдельности и чередование с горизонтами валунных туфоконгломератов.

Более кислые эффузивы представлены миндалекаменными и порфировыми разностями, содержащими горизонты пепловых и кристаллокластических туфов. На западном крыле синклинали вулканогенная толща подстилается пачкой конгломератов с галькой и валунами кислых вулканитов, андезитов, кварцитов, метатерригенных сланцев и известняков.

Севернее – в верховьях р. Осан-Жииде – эдиакарские комплексы выявлены на небольшом участке, где ранее относились к разрезу карсакпайской серии, и представлены также вулканогенной толщей. На западе эти породы имеют тектонический контакт со сланцами и железистыми кварцитами карсакпайской серии, а на востоке они перекрыты кайнозойскими отложениями (рис. 5).

Эдиакарская толща сложена эффузивами и туфами основного состава, чередующимися с редкими горизонтами флюидальных эффузивов и кристаллокластических туфов кислого состава.

Эффузивы обоих участков испытали метаморфические преобразования на уровне фации зеленых сланцев, что выразилось в широком развитии хлорита, серпентина, биотита, кальцита, альбита, эпидота и актинолита. При этом в некоторых разностях сохраняются участки с первичными магматическими структурами. Среди базальтов выделены оливин- и клинопироксен-порфировые разности, в которых основная масса сложена микролитами плагиоклаза, клинопироксена и рудного минерала.

В эффузивах среднего состава основная масса повсеместно превращена в микрозернистый агрегат с лепидогранобластовой структурой, содер-

жащий реликты вкрапленников плагиоклаза (андезин).

Кислые эффузивы содержат вкрапленники плагиоклаза (альбит, альбит-олигоклаз), кварца и в редких случаях щелочного полевого шпата, которые погружены в перекристаллизованную кварц-полевошпатовую основную массу с реликтами фельзитовой и микропойкилитовой структур.

НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИИЙ ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫЙ КОМПЛЕКС

Нижнепалеозойские образования были выявлены в стратотипическом районе распространения бурмашинской свиты карсакпайской серии по р. Дюсембай у впадения р. Туртулбасай, где они представлены терригенно-карбонатной толщей, слагающей ядро крупной субмеридиональной синклинали (рис. 6).

Крылья синклинали сложены чередованием рассланцованных туфов, туффитов и туфоалеверолитов основного состава, содержащих пачки и прослои микрокварцитов, также относящихся к бурмашинской свите карсакпайской серии [3, 9].

Рассланцованные туфы и туффиты базальтового состава туфы без видимого несогласия перекрываются филлитовидными сланцами, содержащими отдельные прослои серо-розовых известняков. Вверх по разрезу они сменяются кремнистыми алевролитами, чередующимися с пачками средне-крупнозернистых песчаников, содержащими обломки филлитовидных сланцев.

В песчаниках преобладают обломки кварца (75–80%), в меньшем количестве (10–15%) присутствуют плагиоклаз (андезин, олигоклаз), щелочной полевой шпат, а также сланцы и кварциты (5–10%), погруженные в кремнистый цемент. Среди акцессорных минералов отмечается постоянное присутствие циркона, турмалина, рутила, апатита и рудного минерала.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для обоснования возраста вулканических и терригенных пород были проведены U–Pb геохронологические исследования акцессорного циркона. Выделение циркона эффузивов, туфов и

Рис. 2. Схема геологического строения Южного Улутау (по данным [9], с дополнениями). Показаны (контур) районы детальных исследований в расположении рек: 1 – р. Аккииксай и р. Белеутты, 2 – р. Осан-Жииде, 3 – р. Дюсембай и р. Туртулбасай.

^{1 -} мезозойско-кайнозойские отложения; 2 - девонские и каменноугольные вулканогенные толщи; 3 - палеозойские гранитоиды; 4 - нижнепалеозойские кремнисто-терригенные и терригенные толщи; 5 - эдиакарские вулканогенно-осадочные и грубообломочные толщи; 6 - 9 - неопротерозойские метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи восточной части Южного Улутау: 6 - белеутинская серия, 7 - карсакпайская серия, 8 - аралбайская серия, 9 - балажездинская серия; 10 - 15 - неопротерозойские метаморфизованные вулканогенно-осадочные толщи и плутонические комплексы западной части Южного Улутау (Майтюбинская зона): 10 - коксуйская серия, 11 - актасский гранитный комплекс, 12 - карсакпайский комплекс щелочных сиенитов, 13 - боздакская серия, 14 - жаункарский гранитный комплекс, 15 - майтюбинская серия; 16 - мезопротерозойские вулканогенные толщи жиидинской серии



ТРЕТЬЯКОВ и др.



43



Рис. 4. Схема геологического строения участка детального изучения в районе р. Белеутты и р Аккииксай. *1* – кайнозойские отложения; *2* – каменноугольные терригенные отложения; *3*–*6* – вулканогенно-осадочный комплекс эдиакарского возраста: *3* – эффузивы, туфы среднего, кислого состава, *4* – туфоконгломераты основного состава, *5* – эффузивы и туфы основного состава, *6* – конгломераты с гальками кислых эффузивов, туфов и кварцитов; *7* – конгломераты, хлорит-серицитовые сланцы (боздакская серия); *8*–*9* – карсакпайская серия: *8* – железистые кварциты; *9* – кварц-серицит-альбитовые сланцы; *10*–*12* – белеутинская серия: *10* – кварциты, *11* – кварц-серицитовые сланцы, *12* – эффузивы и туфы кислого состава; *13* – границы: *a* – геологические, *б* – тектонические; *14* – места отбора и номера проб

Рис. 3. Схема корреляции докембрийских стратифицированных и плутонических комплексов различных зон Южного Улутау.

^{1 –} песчаники; 2 – известняки; 3 – кварц-полевошпатовые сланцы, филлитовые сланцы; 4 – тиллиты и тиллитоподобные конгломераты; 5 – конгломераты; 6 – кварциты, кварцито-сланцы; 7 – железистые кварциты; 8 – железистые сланцы; 9 – базальты; 10 – туфоалевролиты и туффиты основного состава; 11 – туфоконгломераты основного состава; 12 – андезиты; 13 – риолиты; 14 – туфоконгломераты кислого состава; 15 – туфы кислого состава; 16 – сланцы и гнейсы; 17 – амфиболиты и амфиболовые сланцы; 18 – сиениты; 19 – гранитоиды

ТРЕТЬЯКОВ и др.



Рис. 5. Схема геологического строения участка детального изучения в районе р. Осан-Жииде. *1* – кайнозойские отложения; *2*–*4* – вулканогенный комплекс эдиакарского возраста: *2* – эффузивы и туфы кислого состава, *3* – туфы основного состава, *4* – эффузивы основного состава; *5* – сланцы и конгломераты боздакской серии; *6*–*8* – карсакпайская серия: *6* – кварц-серицит-альбитовые сланцы, *7* – железистые кварциты, *8* – габбро-долериты; *9*–*11* – белеутинская серия: *9* – кварц-серицитовые сланцы, *10* – эффузивы и туфы основного, среднего состава, *11* – эффузивы и туфы кислого состава; *12* – границы: *a* – геологические, *6* – тектонические; *14* – места отбора и номера проб

песчаников проводилось в Геологическом институте РАН (ГИН РАН, г. Москва, Россия) по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей.

Геохронологические исследования локальным методом (SHRIMP II) проводились в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (ЦНИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург, Россия) по стандартной методике [5, 35].

U-Th-Pb изотопное датирование циркона методом LA-ICP-MS выполнено в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН

(г. Москва, Россия) по стандартной методике [20, 23, 26, 47, 48, 54, 55].

РЕЗУЛЬТАТЫ U—РЬ ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Эдиакарский комплекс

Для установления U–Pb возраста акцессорного циркона из вулканогенных пород были отобраны три пробы из плагиориолитов, туфов среднего и кислого состава (табл. 1).



Рис. 6. Схема геологического строения участка детального изучения в районе р. Дюсембай и р. Туртулбасай. *1* – кайнозойские отложения; *2*–*5* – нижнепалеозойский комплекс: *2* – песчаники, *3* – кремнистые алевролиты, *4* – известняки, *5* – филлитовидные сланцы; *6*–*7* – карсакпайская серия: *6* – рассланцованные туфы основного состава, туфоалевролиты и туффиты, *7* – горизонты микрокварцитов; *8*–*10* – аралбайская серия: *8* – мраморизованные известняки, *9* – серицит-полевошпат-кварцевые сланцы, *10* – рассланцованные эффузивы кислого состава; *11* – границы: *а* – геологические, *6* – тектонические; *12* – места отбора и номера проб

По р. Аккииксай отобрана проба U-2171 (47°0'35.77" с.ш., 66°37'8.86" в.д.) из туфов андезитового состава. В них акцессорный циркон представлен идиоморфными и субидиоморфными кристаллами призматического, таблитчатого, дипирамидального габитуса, а также их обломками с коэффициентом удлинения от 2 до 3 и проявленной магматической зональностью (рис. 7). U–Pb (SIMS) геохронологические исследования были выполнены для 14 кристаллов циркона (табл. 2).

Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению 206 Pb/ 238 U, составляет 594 ± 3 млн лет (рис. 8).

По р. Белеуты отобрана проба U-2227 (47°02'35.2" с.ш., 66°37'26.2" в.д.) из плагиорио-



Рис. 7. Катодолюминесцентные изображения изученных цирконов из туфов андезитового состава (проба U-2171). Обозначены (кружки) участки датирования и конкордантный возраст, рассчитанный по отношению ²⁰⁶ Pb/²³⁸U.

литов. В этих породах акцессорный циркон образует субидиоморфные кристаллы призматического, дипирамидального габитуса с коэффициентом удлинения от 2-х до 3-х и проявленной магматической зональностью (рис. 9).

U–Pb (SIMS) геохронологические исследования были выполнены для 12 кристаллов циркона (табл. 2).

Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению 206 Pb/ 238 U, составляет 595 ± 5 млн лет (рис. 10).

По р. Осан-Жииде отобрана проба U-21102 (47°13'16.90" с.ш., 66°37'21.26" в.д.) из туфов риолитового состава (см. рис. 5). Акцессорный циркон здесь представлен идиоморфными кристаллами призматического и дипирамидального габитуса размером 50—120 мкм, с коэффициентом удлинения от 2-х до 3-х. Кристаллы характеризуются хорошо проявленной магматической зональностью (рис. 11).

U–Pb (SIMS) геохронологические исследования были выполнены для 15 кристаллов циркона (см. табл. 2). Конкордантный возраст, рассчитанный по отношению 206 Pb/ 238 U, составляет 600 ± ± 2 млн лет (рис. 12).

Также были изучены (LA-ICP-MS) обломочные цирконы из конгломератов в основании вулканогенного разреза по р. Аккииксай, была отобрана проба U-2182 (47°0'55.48″ с.ш., 66°36'10.09″ в.д.). Здесь изученные цирконы представлены в ос-

Таблица 1. Характеристика проб, использованных для изотопно-геохронологических U–Th–Pb исследований и полученные оценки возраста.

Проба	с.ш.	В. Д.	Расположение	Порода	Тип циркона	Возраст (млн лет)
U-21102	47°13′16.90″	66°37′21.26″	р. Осан-Жииде	Туф риолитовый	Акцессорный	600 ± 2
U-2227	47°02′35.2″	66°37′26.2″	р. Белеутты	Плагиориолит	Акцессорный	594 ± 5
U-2171	47°0′35.77″	66°37′8.86″	р. Аккииксай	Туф андезитовый	Акцессорный	594 ± 3
U-2126	47°24′22.65″	66°42′45.72″	р. Дюсембай	Песчаник	Обломочный	519-3246
U-2182	47°0′55.48″	66°36′10.09″	р. Белеутты	Конгломерат	Обломочный	703-2465

і зерен акцессорного циркона.	
погических U-Pb исследовани	
льтаты геохронол	
Таблица 2. Резу	

Проба (номер	206mil 2002	Соде	ржание (м	IKL/T)		Изотопные	отношения		~10	Возраст (млн лет)
анализа)	LDC (%)	²⁰⁶ Pb*	n	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	OIN	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U
					U-2171					
3.1	0.00	10.3	125	83	0.68	0.0593 ± 4.1	0.7814 ± 4.2	0.0955 ± 1.0	0.23	587.9 ± 5.4
10.1	0.00	6.91	84	68	0.84	0.0609 ± 5.8	0.8043 ± 5.9	0.0958 ± 1.0	0.17	589.9 ± 5.8
7.1	0.21	8.45	103	82	0.83	0.0552 ± 7.6	0.7296 ± 7.8	0.0959 ± 1.6	0.20	590.2 ± 8.9
5.1	0.00	13.8	167	165	1.02	0.0613 ± 3.8	0.8101 ± 3.9	0.0959 ± 0.9	0.22	590.4 ± 4.9
14.1	0.56	4.73	57	35	0.63	0.0616 ± 10.1	0.8151 ± 10.1	0.0960 ± 1.3	0.13	590.8 ± 7.2
16.1	1.18	5.38	65	40	0.63	0.0527 ± 14.9	0.6974 ± 15.1	0.0960 ± 2.5	0.17	590.9 ± 14.3
9.1	0.11	9.33	113	87	0.80	0.0631 ± 4.9	0.8348 ± 4.9	0.0960 ± 0.9	0.18	591.0 ± 5.1
15.1	0.00	5.76	70	53	0.79	0.0640 ± 7.4	0.8481 ± 7.5	0.0961 ± 1.3	0.17	591.4 ± 7.1
13.1	0.00	7.26	87	68	0.81	0.0649 ± 7.8	0.8653 ± 8.2	0.0967 ± 2.2	0.28	594.9 ± 12.8
17.1	0.00	4.79	58	33	0.60	0.0596 ± 10.3	0.7958 ± 10.4	0.0968 ± 1.2	0.12	595.7 ± 7.1
6.1	0.08	8.76	105	113	1.11	0.0659 ± 6.1	0.8821 ± 6.2	0.0971 ± 0.9	0.16	597.4 ± 5.6
2.1	0.00	8.28	66	89	0.93	0.0548 ± 6.9	0.7341 ± 6.9	0.0972 ± 0.9	0.14	598.1 ± 5.6
12.1	0.08	8.27	98	84	0.89	0.0612 ± 6.6	0.8261 ± 6.7	0.0979 ± 1.1	0.16	602.2 ± 6.3
8.1	0.00	6.78	81	59	0.75	0.0597 ± 7.6	0.8075 ± 7.7	0.0980 ± 1.2	0.16	602.9 ± 6.9
					U-2110	12				
14.1	0.00	20.10	245	134	0.57	0.0585 ± 7.5	0.7709 ± 7.6	0.0956 ± 1.0	0.13	588.5 ± 5.5
3.1	0.00	24.80	298	171	0.59	0.0600 ± 6.3	0.7994 ± 6.5	0.0966 ± 1.3	0.21	594.7 ± 7.6
8.1	0.12	15.00	181	137	0.78	0.0596 ± 9.4	0.7942 ± 9.4	0.0967 ± 1.0	0.11	595.2 ± 6.0
5.1	0.19	42.90	515	394	0.79	0.0599 ± 2.6	0.8003 ± 3.0	0.0970 ± 1.5	0.51	596.5 ± 8.8
13.1	0.00	36.10	433	304	0.72	0.0599 ± 3.4	0.8017 ± 3.5	0.0970 ± 0.7	0.21	596.8 ± 4.2
12.1	0.00	15.10	181	96	0.55	0.0641 ± 8.1	0.8580 ± 8.2	0.0970 ± 1.0	0.12	597.0 ± 5.8
15.1	0.00	18.50	222	153	0.71	0.0596 ± 5.9	0.7975 ± 6.1	0.0970 ± 0.9	0.14	597.1 ± 5.0

ЭДИАКАРСКИЕ И КЕМБРИЙСКИЕ ВУЛКАНОГЕННЫЕ И ОСАДОЧНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

47

Проба (номер	206 04.07.1	Соде	ржание (м	KT/T)		Изотопные	отношения		Dho	Возраст (млн лет)
анализа)	PDC (%)	²⁰⁶ Pb*	Ŋ	Th	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	NIO	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U
1.1	00.0	24.10	288	182	0.65	0.0620 ± 6.4	0.8330 ± 6.4	0.0974 ± 0.8	0.13	599.1 ± 4.9
1.11	00.00	24.20	289	173	0.62	0.0608 ± 4.8	0.8168 ± 5.0	0.0975 ± 1.3	0.25	599.6 ± 7.2
9.1	00.00	28.10	336	206	0.63	0.0649 ± 6.0	0.8733 ± 6.1	0.0975 ± 0.8	0.14	599.9 ± 4.7
6.1	0.10	21.50	256	178	0.72	0.0603 ± 5.2	0.8140 ± 5.2	0.0978 ± 0.8	0.16	601.8 ± 4.7
2.1	00.0	82.90	986	729	0.76	0.0580 ± 1.4	0.7824 ± 1.6	0.0979 ± 0.6	0.38	601.9 ± 3.4
7.1	00.0	27.40	326	206	0.65	0.0570 ± 6.0	0.7691 ± 6.1	0.0979 ± 0.9	0.14	602.1 ± 4.9
4.1	0.08	22.90	272	163	0.62	0.0597 ± 5.0	0.8069 ± 5.1	0.0980 ± 0.8	0.16	602.5 ± 4.6
10.1	00.00	18.90	224	140	0.64	0.0579 ± 8.0	0.7830 ± 8.1	0.0980 ± 1.0	0.12	602.8 ± 5.8
					U-222	7				
2.1	0.35	7.1	87	86	1.03	0.0645 ± 8.1	0.8492 ± 8.1	0.0954 ± 1.1	0.13	588 ± 6
5.1	0.30	8.9	108	103	0.99	0.0596 ± 6.9	0.7885 ± 7.1	0.0959 ± 2.0	0.27	590 ± 11
1.1	1.45	6.1	74	63	0.88	0.0617 ± 11.4	0.8191 ± 11.5	0.0963 ± 1.2	0.11	593 ± 7
8.1	0.33	3.7	44	23	0.53	0.0653 ± 12.6	0.8693 ± 12.7	0.0966 ± 1.5	0.12	594 ± 9
9.1	0.00	10.1	121	146	1.25	0.0656 ± 6.3	0.8738 ± 6.4	0.0966 ± 1.0	0.16	595 ± 6
14.1	0.68	9.2	111	101	0.94	0.0576 ± 8.2	0.7680 ± 8.3	0.0967 ± 1.0	0.12	595 ± 6
10.1	0.00	27.7	333	482	1.50	0.0588 ± 3.0	0.7867 ± 3.5	0.0970 ± 1.7	0.48	597 ± 10
4.1	0.00	14.0	167	221	1.37	0.0591 ± 7.6	0.7911 ± 8.0	0.0971 ± 2.6	0.32	598 ± 15
7.1	0.00	21.1	253	549	2.25	0.0611 ± 5.1	0.8194 ± 5.5	0.0972 ± 2.1	0.38	598 ± 12
3.1	0.00	7.9	95	119	1.29	0.0588 ± 10.1	0.7899 ± 10.4	0.0974 ± 2.4	0.23	599 ± 13
13.1	0.00	9.5	114	107	0.97	0.0615 ± 7.8	0.8269 ± 8.2	0.0974 ± 2.5	0.31	599 ± 15
11.1	0.00	4.4	52	31	0.62	0.0658 ± 12.2	0.8852 ± 12.3	0.0975 ± 1.4	0.12	600 ± 8
Примечание. ²⁰⁶ Рb отношений даны в	. _с – обыкновенн процентах на ур	ый Рb; ²⁰⁶ Рb овне 1σ.	* – радиоге	знный Pb; R	илиффеоя – оң	ент корреляции с	шибок ²⁰⁷ Рb/ ²³⁵⁻	U – ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U; c	шибки 1	измерений изотопных

48

Таблица 2. Окончание

ТРЕТЬЯКОВ и др.



Рис. 8. Диаграмма с конкордией для цирконов из туфов андезитового состава (проба U-2171).



Рис. 9. Катодолюминесцентные изображения зерен циркона из плагиориолитов (проба U-2227). Обозначены (кружки) участки датирования и конкордантный возраст, рассчитанный по отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U.



Рис. 10. Диаграмма с конкордией для зерен циркона из плагиориолитов (проба U-2227).



Рис. 11. Катодолюминесцентные изображения изученных цирконов из туфов риолитового состава (проба U-21102). Обозначены (кружки) участки датирования и конкордантный возраст, рассчитанный по отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U.



Рис. 12. Диаграмма с конкордией для зерен циркона из туфов риолитового состава (проба U-21 102).

новном идиоморфными, от коротко- до длинно-призматических кристаллами размером 100— 200 мкм с коэффициентом удлинения до 3-х. Кристаллы характеризуются хорошо проявленной магматической зональностью. Изучено 92 зерна циркона, для которых получено 87 конкордатных оценок возраста (Приложение 1: табл. S1).

Преобладающими являются неопротерозойские цирконы с возрастами в интервале от 702 до 878 млн лет с максимумами 710, 769, 792, 825 и 853 млн лет (рис. 13; табл. 3).

Отдельные зерна циркона имеют палеопротерозойские оценки возраста в интервале от 1990 до 2006 млн лет с максимумом 1993 млн лет (см. рис. 13; см. Приложение 1: табл. S1).

Нижнепалеозойский комплекс

В этом комплексе были изучены (LA-ICP-MS) обломочные цирконы из средне-крупнозернистых олигомиктовых песчаников из разреза по левому берегу р. Дюсембай и отобрана проба U-2126 (47°24'22.65" с.ш., 66°42'45.72" в.д.).

Все изученные цирконы здесь представлены в основном полуокатанными, окатанными или округлыми зернами, размер которых от 100 до 250 мкм и коэффициентом удлинения до 2-х. Большинство кристаллов имеют хорошо сохранившуюся осциляторную магматическую зональность, иногда в них присутствуют небольшие каймы и ксенокристаллические ядра.

Проанализировано 120 зерен циркона, для которых получено 87 конкордантных оценок возраста (см. Приложение 1: табл. S1). Основная популяция цирконов имеет неопротерозойские и мезопротерозойские оценки возраста с максимумами 569, 831, 984, 1178 и 1513 млн лет (см. рис. 13; см. табл. 3).

Отдельные зерна циркона имеют ранне-палеопротерозойский возраст в интервале от 2456 до 2538 млн лет и максимумом 2497 млн лет (см. рис. 13; см. Приложение 1: табл: S1).

Два зерна циркона имеют раннекембрийские оценки возраста (519 и 521 млн лет). Возрастной пик наиболее молодой статистически значимой популяции цирконов составляет 569 млн лет (см. Приложение 1: табл. S1).

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ВУЛКАНОГЕННЫХ И ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД

Изучение состава магматических и осадочных пород проводилось в лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва, Россия) рентгено-флюоресцентным методом (главные петрогенные элементы) на спектрометре S4



Рис. 13. Графики плотности вероятности и гистограммы распределения возрастов детритовых цирконов из (а) матрикса конгломератов (проба U-2182) и (б) песчаников раннепалеозойского комплекса (проба U-2126). Возраст пиков (арабские цифры)), рассчитанный с использованием программы Age Pick [67], (по [25]).

Pioneer (Bruker, Germany) и в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (г. Черноголовка, Московская обл., Россия) методами атомно-эмиссионной спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на спектрометре ICAP-61 (Thermo Jarrell Ash, USA) и масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (редкие и редкоземельные элементы) на спектрометре X-7 (Thermo Elemental, USA). Изо-топные Nd исследования валовых проб пород проводились в ЦКП ИГХ СО РАН (г. Иркутск,

Проба	Интерваль	і значений	Пик (млн лет)	Количество зерен (шт.)
			569	4
			831	6
LL 2126	573	1580	984	32
U-2120			1178	8
			1513	6
	2456	2538	2497	9
			710	3
			769	19
LL 2192	702	878	792	23
0-2182			825	16
			853	10
	1990	2006	1993	3

Таблица 3. Пик возраста зерен детритового циркона для проб U-2126 и U-2182, рассчитанные с использованием программы Age Pick [67], (по [25]).

Россия) с использованием масс-спектрометра ThermoFinigan Neptune plus (Thermo Scientific, Bremen, Germany).

Эдиакарский комплекс

Эффузивы этого комплекса по содержаниям SiO_2 и сумме $Na_2O + K_2O$ представляют собой дифференцированную серию от пикробазальтов до риолитов (рис. 14; табл. 4).

Разности основного состава представлены толеитовыми (Na₂O + $K_2O_{cpedhee}$ – 2.4, мас. %, TiO_{2срелнее} – 1.3, мас. %) и субщелочными (Na₂O + + K₂O_{среднее} – 3.8, мас. %, ТіО_{2среднее} – 1.5, мас. %) базальтами.

53

Вариации содержаний MgO (5.7–10.6, мас. %) в базальтах (SiO₂ 42.7–49.7, мас. %), а также положительные корреляции с Ni и Cr отражают фракционирование оливина (рис. 15).

При этом отрицательные корреляции CaO/Al₂O₃ с Mg# предполагают участие во фракционировании и плагиоклаза (см. рис. 15). Отрицательные корреляции между TiO₂ и Mg# указывают на накопление моноклинного пироксена в продуктах дифференциации (см. рис. 15).



Рис. 14. Диаграмма SiO₂-Na₂O + K₂O для эффузивных пород эдиакарского комплекса (по данным [36]). *I*-2 - эффузивы состава: *I* - основного, *2* - среднего и кислого

	1712-U	þы	60.63	0.87	14.77	4.29	3.64	0.12	3.62	3.08	1.81	4.11	0.17	2.5	99.6	7.50	0.33	1.15	2.83	0.67
	U-21 102	TYĞ	77.97	0.22	7.75	1.59	0.36	0.04	1.49	5.12	1.72	1.25	0.04	2.43	96.66	1.79	0.45	0.58	-2.13	0.55
	∩-555 <i>1</i>		73.46	0.32	13.41	2.17	0.71	0.02	0.98	0.76	6.54	0.17	0.09	1.32	99.92	2.66	0.27	1.10	5.94	0.73
	0-2146		47.19	1.75	14.40	4.90	5.22	0.16	9.81	5.77	2.33	3.32	1.40	3.17	99.42	9.63	0.50	0.89	-0.12	0.50
лекса.	1981-N		65.75	0.62	14.57	3.28	3.37	0.08	2.41	2.24	1.56	2.65	0.12	2.96	99.62	6.32	0.28	1.55	1.97	0.72
O KOMIL	6581-U		75.93	0.70	11.35	2.16	0.76	0.05	0.49	1.40	3.45	2.46	0.14	1.03	99.91	2.70	0.15	1.06	4.51	0.85
карскоі	8881-U		70.19	0.58	12.09	4.55	0.83	0.07	0.91	3.94	1.08	3.06	0.12	2.49	99.91	4.93	0.16	1.00	0.20	0.84
ах эдиа	9581-U		55.14	0.84	14.33	3.98	5.99	0.16	4.63	6.97	4.32	0.79	0.18	2.00	99.33	9.57	0.33	0.70	-1.86	0.67
rodou х	4281-U		44.33	1.17	15.44	7.25	7.81	0.23	8.01	7.72	2.75	0.18	0.18	4.05	99.13	14.33	0.36	0.83	-4.79	0.64
огенны	0-21¢6	10	73.46	0.32	13.41	2.17	0.71	0.02	0.98	0.76	6.54	0.17	0.09	1.32	99.92	2.66	0.27	1.10	5.95	0.73
х и туф	1/1212-0	ффузиві	76.77	0.52	10.69	2.58	0.39	0.06	1.11	1.37	3.58	1.71	0.11	1.06	99.95	2.71	0.29	1.06	3.92	0.71
узивны	101 IZ-U	С. С	47.84	1.81	11.05	9.41	4.61	0.23	6.54	10.26	2.57	1.26	0.14	3.77	99.78	13.07	0.33	0.46	-6.43	0.67
ффє в (0-21100		46.39	2.22	11.59	7.34	9.4	0.21	7.48	8.75	2.09	0.53	0.22	2.75	99.95	16.01	0.32	0.59	-6.13	0.68
тов (г/т	6212-0		45.22	1.82	11.94	7.76	7.58	0.16	5.73	12.23	0.08	0.02	0.92	5.73	99.95	14.56	0.28	0.56	-12.13	0.72
элемен	8212-U		46.77	1.19	13.59	8.81	4.71	0.18	10.61	6.98	2.35	0.86	0.13	3.29	99.76	12.64	0.46	0.78	-3.77	0.54
ас.%) и	<i>LL</i> I7-N		42.68	1.43	13.37	10.94	5.69	0.21	10.09	9.28	1.71	0.15	0.21	3.63	99.87	15.54	0.39	0.68	-7.42	0.61
слов (м	₱ <u>८</u> 12-U		48.61	0.95	12.24	4.43	5.3	0.17	9.71	13.17	1.78	0.51	0.13	2.44	99.71	9.29	0.51	0.45	-10.88	0.49
ние оки	۲2/12-0		49.74	0.89	13.61	5.16	4.96	0.15	7.29	12.36	2.83	0.27	0.06	2.12	99.63	9.60	0.43	0.50	-9.26	0.57
лержан	0212-0		49.14	1.18	14.44	5.32	5.91	0.17	8.01	7.97	3.32	0.05	0.16	3.71	99.84	10.70	0.43	0.73	-4.62	0.57
Таблица 4. Сс	Образец	окислы (мас. %)	SiO ₂	TiO_2	Al_2O_3	$\mathrm{Fe}_{2}\mathrm{O}_{3}$	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	П.П.П.	Сумма	FeO*	Mg#	ASI	MALI	FeO*/ FeO* + MgO

54

ТРЕТЬЯКОВ и др.

1712-U	22.1 2 7	31.2	115 115	42.0 20.4	27.8	30	95.8	19.7	117	224	68.2	513 22 2	7.67	1.7	1536	58.9	110	12.9	51.2	10.9	2.1	11.2	۲. ۱:	0.11	0.7	+	1.1	< -	12.8	1.6	15.2	2.6	5214	1.29	5.68	0.58	
U-21 102	2.8 1	4	22 20 2	27.5 23.3	0.7 03 0	9.8	20.5	8.1	16.6	148	29.2	257	1/.0 2	0.3	144	25.8	49.4	5.9	22.9	4.7	0.6	4.3 2.1	0.74	4. . 8.	, _ (3.3 7	0.0 2	0.4	67	1.1	7.6	1.4	1318	1.02	5.12	0.41	
<i>L</i> 7777-N	12.3 1 2	11.4	27.1 17 5	C./I	17.7	27.7	41.7	10.8	3.6	102	46.2	433	20.1	0.14	191	42.6	86.1	8.5	34.8	7.0	1.3 ,	6.8 -	1:1	 	<u>. 1</u>	4.¢	10.0	0.50	00	1.2	12.9	1.4	1917	1.58	8.29	0.59	
N-5146	35.3 1.8	21.5	198	25 6 35 6	148 148	67.5	103	21.5	62.1	1021	24.1	276 12 0	45.8	0.37	5721	82.2	150	16.9	65.5	11.1	2.7	0./	1.0	4.0	0.83	7.2	1 0.7/	0.1 0.76	5.0	1.9	10.9	2.4	10487	3.38	30.65	0.90	
1981-N	31.14 3 32	12.33	44.14 10 01	10.01	9 51	21.45	87.16	19.27	85.28	281.5	54.14	555.3 21 21	51.84 5.55	2.05	3254.	62.17	118.6	12.59	47.47	9.27	1.45	8.49 22	1.37	8.89	1.88 77	11.0	20.7 20.2	08.0	12,58	1.75	15.63	2.66	3715	1.17	7.18	0.50	
6581-U	9.48 2.03	13.89	40.39	62.00 6 91	24.87	18.53	51.82	11.29	73.15	121.4	44.26	427.5	61.62	1.46	631.6	56.29	100.3	10.55	39.64	7.54	$\frac{1.57}{2.22}$	7.20	1.15 2.15	91.7 1.19	1.48	4.42	1.04	4.20 0.63	C0.0	1.39	12.95	2.15	4195	1.37	8.93	0.65	
8281-U	13.68 2.54	12.22	33.03	5 78	12.05	11.92	58.11	20.03	122.5	985.3	52.14	430.8 22.22	77.07	2.71	669.3	66.43	125.1	13.06	48.43	9.34	1.59	8.80	1.38	8.78	1.82	0.90	0.00	67.C	0.00	1.45	14.11	2.31	3475	1.34	8.47	0.54	
9581-U	13.89 1 59	35.09	160.8 164.2	104.3 28.35	65 43	60.51	80.60	16.96	22.36	76.19	41.47	237.0	11.32	0.25	197.7	35.23	67.80	7.69	30.76	6.47	1.49	6.90 1.20	1.09	77.1	1.4/	4.30	10.0	7.2 0 61	5 13	0.96	7.72	1.33	5034	1.40	5.99	0.68	
₽281-U	27.68 0.54	41.06	240.4 242 4	24.3.4 44 39	144.8	90.87	84.21	16.08	2.67	194.3	24.98	33.11 2.11	8.44	0.15	111.5	9.67	20.80	2.69	12.44	3.33	1.23	4.14	0.68	4.48	0.92	10.2	00.0	71.7 0 30	06.0	0.50	0.92	0.27	7011	1.55	3.01	1.01	CaO).
0+12-U	12.3 1 2	11.4	27.1	C./I	17.2	27.7	41.7	10.8	3.6	102	46.2	433 22 1	20.1	0.14	191	42.6	86.1	8.5	34.8	7	$\frac{1.3}{2}$	6.8 1	1.1	ν.' γ	<u>. 1</u>	4.5 2.5	10.0	0.5 0	0.0 6 8	1.2	12.9	1.4	1918	1.57	8.22	0.58	- K ₂ 0–0
1/1/17-U	5.7 2.1	12.6	31.8 26	00 4 7	22.5	9.7	51.6	11.7	57.9	104	50.2	394 22 1	77.4	1.5	479	47.6	94.6	10	39.7	8.2	1.4	8.2	1.4	8. .	1.8	0.0 77	1.0	4.0 0 73	0.2 6 8	1.3	11.6	1.8	3116	1.38	69.9	0.52	(Na ₂ O +
101 IZ-U	$10 \\ 1$	41.1	387 00 0	31.0 31	51 62 5	133	84.6	14.6	19.5	113	26.7	73.5	8.3 22	0.33	193	10.7	26.7	3.6	17.6	5.2	1.7	5.8 '	ן).		5.1 С	, c . c	C.2 77 0	15.0	0.58	1	0.31	10847	2.04	3.14	0.95	MALI –
U-21 100	17.2 1 2	45.7	408 11º	41 41	42 5 65 5	114 114	112	17.6	7.3	264	31	105	10.1 2.22	0.093	217	15.4	35.9	5.2	24.3	6.7	2.2		1.2	0.7	1.3 7 5	5.5 4	7.0 7.7	0.2 0.28	2.1	1.1	1.6	0.45	13304	2.21	4.00	0.98	(a + K);
6212-0	14.7 0.67	52.9	224	31.7	57.8	22.7	72.7	13.7	1.3	100	48.3	161 î.î	8.9 2	0.26	32.4	20.4	42.9	5.6	24.4	6.3	2.1		Г.З	1.1	1.6 2	7.0	/0.0	4.7 12	3.7	0.52	2.4	0.93	10907	1.17	2.81	0.96	$67P + N_{\odot}$
8212-U	11 0 94	55.8	308 196	100 47 q	101	174	119	13.8	26.6	102	32.4	82.7	0.0 	0.46	292	11.9	25.8	3.3	15.6	4.6	1.5	5.5 -		7.0	1.3 1	4	0.49	1.0 11		$\frac{2}{0.57}$	1.6	0.26	7132	1.31	2.36	0.91	(Ca − 1.
<i>LL</i> IZ-N	10 0.56	53.8	340 184	104 45 6	107	97.4	84.1	23.2	3.6	70.9	38.3	102	1.1	0.1	81.5	17.3	33	4.4	18.5	5.1	1.7	6.3		, ,	<u>.</u>	4. / 7		7.7 0 t	0.0	0.47	2.1	0.41	8570	1.21	2.78	0.92	SI - (AI)
ħ212-U	4 0 58	36.2	238	+51 44 5	745	315	70.9	19.3	14.2	97.6	22.2	47.6 2.0	5.5 2	0.26	219	10.2	22.3	2.7	11.9	3.3	I.I	3.8	0.68	4.1	0.89	1.7	(), (4.4 0 33	رن د 1	0.32	1.8	0.37	5693	1.28	2.87	0.95	$F_{2}O_{3}; A$
7212-0	4.4 0 34	42	250	202 243	126	173	47.9	19.2	6.6	384	22.2	33.5	5.4 -	0.17	98.4	5.2	11.4	1.5	7.4	2.6	11	3.6	0.65	4.7	0.95	8.7	/0.0 7 2 C	2.7 0.35	86.0	0.25	0.96	0.21	5334	1.16	1.40	1.10	9 FeO +
0/12-0	13.6 0.37	47.1	254	202 40 8	127	159	58.8	10.4	1.3	263	26.2	60.1 2	5.4 2.2	160.0	191	5.8	12.7	1.9	10.1	3.4	1.2	4.4 4.6	0.81			5.2	0.41 0 0	0.20 0.30	() v 1	0.23	0.56	0.19	7072	1.27	1.40	0.95	$c_{0}^{*} = 0.$
Элемент (г/т)	Li Re	Sc	> č	50	ĴŻ	Cu	Zn	Ga	\mathbf{Rb}	Sr	Y	Zr	QN (CS	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	μ	E C	1.b	n N	Ho	۲ ۲	III Y	1 1	Hf	Ta	Th	D	Τi	(Gd/Yb)n	(La/Yb)n	Eu/Eu*	Примечание. F

Таблица 4. Окончание

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2023

55



Рис. 15. Вариационные диаграммы некоторых петрогенных и редких элементов для пород основного состава. (a) $- \text{CaO/Al}_2\text{O}_3 - \text{Mg#} (\text{MgO}/(\text{MgO} + \text{FeO} + 0.9 \text{ Fe}_2\text{O}_3));$ (б) $- \text{TiO}_2 - \text{Mg#};$ (в) - Ni, Cr - Mg#.1 - Cr; 2 - Ni



Рис. 16. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в базальтах эдиакарского комплекса, нормированные на состав: (а) хондрита (по [50]) и (б) базальта N-MORB (по [50]), средние составы базальтов энсиматических и энсиалических дуг (по [30]).

1-3 - базальты: 1 - эдиакарского комплекса, 2 - энсиматических дуг, 3 - энсиалических дуг

Данное накопление также подтверждается наличием его вкрапленников в базальтах. Базальты демонстрируют высокие содержания РЗЭ, сопоставимые с базальтами E-MORB, обогащены легкими РЗЭ относительно тяжелых РЗЭ ((La/Yb)_n 1.4–4), а также Cs, Rb, Ba, Th на фоне обеднения Nb, Ta, Zr (рис. 16).

Более кислые разности представлены андезитами, риодацитами и риолитами принадлежащими известково-щелочной, известковистой (MALI -2.1-5.9), преимущественно высокоглиноземистой (ASI 0.6-1.5) и низкожелезистой (FeO*/ (FeO* + MgO) 0.49-0.85) сериям (см. рис. 14, рис. 17).

В эффузивах среднего и кислого состава проявлена обратная зависимость большинства петрогенных элементов и SiO₂, что позволяет связывать их происхождение с дифференциацией одного расплава. Исключением является концентрация $\Sigma Na_2O + K_2O$, закономерное снижение которой при переходе от андезибазальтов к дацитам, сменяется резким повышением в более кислых риолитах. Снижение концентраций MgO, CaO, Ni, Co, V при росте SiO₂ до ~70 мас. %, указывает на фракционирование амфибола на ранних стадиях эволюции расплава, что подтверждается положительной корреляцией Dy и Er [19] (рис. 18).

При этом наличие незначительного обеднения Eu (Eu/Eu* 0.5–0.65) предполагает участие и плагиоклаза во фракционировании. Для пород характерно обогащение легкими РЗЭ ((La/Yb)_n 5.2– 8.9), а также высокие концентрации Cs, Rb, Ba, Th, U на фоне обеднения Nb, Ta, Ti (рис. 19).

Для риолитов эдиакарского комплекса характерны незначительные вариации ε Nd (-9...-11) и значений модельного возраста (tNd(DM) = ~1.95– 2.22 млрд лет) (табл. 5).



Рис. 17. Петрохимические диаграммы для пород среднего, кислого состава эдиакарского комплекса (по данным [21]). (a) $-SiO_2 - MALI (Na_2O + K_2O - CaO);$ (b) $-SiO_2 - ASI (Al/(Ca - 1.67P + Na + K));$ (b) $-SiO_2 - FeO^*/(FeO^* + MgO).$ 1 - эффузивы эдиакарского комплекса



Рис. 18. Вариационные диаграммы петрогенных и редких элементов для пород среднего, кислого состава эдиакарского комплекса. (a) – MgO, FeO*– SiO₂; (b) – Al₂O₃ – SiO₂; (b) – Ni, Co – SiO₂; (г) – V – SiO₂; (д) – Er – Dy.

Таблица 5. Сводная таблица результатов Sm–Nd-изотопного анализа эффузивов эдиакарского комплекса.

Проба	Порода	Возраст (млн лет)	Sm (г/т)	Nd (r/т)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	$\varepsilon_{\rm Nd}(t)$	t _{Nd} DM
U-1858	Риолит	600	47.9	2.99	0.1177	0.511752 ± 5	-11.3	2219
U-1859	Риолит	600	44.54	28.6	0.1111	0.511835 ± 7	-9.2	1949

Примечание. Величины $\epsilon_{Nd}(T)$ рассчитаны на возраст 600 млн лет.



Рис. 19. Спектры распределения редких и редкоземельных элементов в породах среднего, кислого состава эдиакарского комплекса, нормированные на состав базальта N-MORB (по [50]). *1* – эффузивы эдиакарского комплекса

Нижнепалеозойский комплекс

Терригенные породы этого комплекса, представленные песчаниками, на классификационной диаграмме $lg(SiO_2/Al_2O_3)-lg(Fe_2O_3^*/K_2O))$ тяготеют к полям лититов, аркозов и филлитовидные сланцы относятся к глинистым сланцам (рис. 20, табл. 6).

Присутствие в минеральном составе песчаников полевых шпатов указывает на незначительное проявление процессов выветривания, что подтверждают и относительно низкие значения 67–69 индекса CIA химического выветривания. В сравнении с PAAS породы обеднены всеми РЗЭ (рис. 21).

При нормировании на состав хондрита породы демонстрируют дифференцированный спектр распределения РЗЭ ((La/Yb)_n 15–18), вследствие обеднения тяжелыми РЗЭ ((Gd/Yb)_n 2–2.2) и выраженную Еи аномалию (Eu/Eu* 0.57–0.66), близкую к PAAS (см. рис. 21).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возраст и обстановки формирования эдиакарского и нижнепалеозойского комплексов Карсакпайской зоны

В результате проведенных комплексных геологических, геохронологических и геохимических исследований в Карсакпайской зоне Южного Улутау впервые выделены комплексы эдиакарского и нижнепалеозойского возрастов. Для определения нижнего возрастного предела формирования вулканогенно-осадочного комплекса можно использовать оценку возраста наиболее молодой популяции обломочных цирконов из базальных конгломератов (проба U-2182), которая составляет ~710 млн лет. Формирование основного объема вулканогенных пород (пробы U-2171, U-2272 и U-21102) происходило в интервале ~600–594 млн лет.

Разрез был сформирован в интервале ~710– 595 млн лет, что соответствует второй половине криогения—первой половине эдикария [14].

Особенности состава эффузивов вулканогенно-осадочного комплекса позволяют объединить данные эффузивы в дифференцированную базальт-андезит-риолитовую серию. Наименее дифференцированные разности (пикробазальты и базальты) показывают высокие содержания РЗЭ, близкое к базальтам E-MORB (см. рис. 16). Обогащение базальтов Cs, Rb, Ba, Th на фоне обеднения Nb, Ta, Zr указывают на участие в их образовании вещества надсубдукционной мантии (см. рис. 16).

Более высокие отношения в базальтах Th/Yb, чем в базальтах E-MORB также предполагают участие в их образовании вещества надсубдукционной мантии (рис. 22).

Характер распределения редких и редкоземельных элементов в эффузивах основного состава сопоставим с базальтами островных дуг (см. рис. 16, см. рис. 22). Андезибазальты, андезиты, риодациты и риолиты принадлежат преимуще-



Рис. 20. Диаграммы для нижнепалеозойских осадочных и метаосадочных пород. (a) – диаграмма lg(SiO₂/Al₂O₃) – lg(Fe₂O₃*/K₂O), по [22]; (б) – диаграмма La–Th–Sc, по [16]; (в) – диаграмма La/Sc – Co/Th, по [38], (г) – диаграмма Zr/Sc – Th/Sc, по [51].

Приведено: Fe₂O₃^{*} – общее железо.

1–2 – осадочные породы нижнепалеозойского комплекса Южного Улутау: 1 – песчаники, 2 – филлитовидные сланцы; 3 – гранат слюдяные сланцы Чуйского блока, по [52]; 4 – гранат-слюдяные сланцы Кендыктасского блока, по [46]; 5 – гранат-слюдяные сланцы Жельтавского террейна [43]; 6 – средний состав андезитов, по [30]; 7 – состав верхний континентальной коры, по [15]; 8 – средний состав кислых магматических пород протерозойского возраста, по [15]

ственно известковистой и высокоглиноземистой сериям и характеризуются низкой железистостью, что на фоне обеднения Nb, Ta, Ti также указывает на их надсубдукционное происхождение (см. рис. 19). Это подтверждается и расположением на тектоно-магматических дискриминантных диаграммах в областях гранитоидов островных дуг, активных континентальных окраин, а также гранитов I-типа (рис. 23).

Петро-геохимические особенности эффузивов среднего и кислого состава характеризуют их как продукты кристаллизационной дифференциации расплавов основного состава, сопровождавшейся фракционированием амфибола и полевого шпата. При этом резкое увеличение щелочности в наиболее кислых эффузивах может отражать контаминацию расплавов веществом континен-

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2023

тальной коры, либо указывать на коровую природу риолитов. Участие вещества докембрийской континентальной коры в магмогенерации подтверждается и изотопными составами Nd ($\varepsilon_{Nd}(t)$: -9...-11; t_{Nd} DM 1.95-2.2 млрд лет) кислых эффузивов (см. табл. 6).

Таким образом, эффузивные породы эдиакарского комплекса являются дифференцированной островодужной серией, родоначальные расплавы для которой были сформированы за счет плавления вещества надсубдукционной мантии. Изотопные характеристики кислых эффузивов позволяют предполагать, что развитие надсубдукционной системы происходило на континентальной коре, комплексы которой, в том числе раннедокембрийские, участвовали в образовании расплавов (см. табл. 6).

ТРЕТЬЯКОВ и др.

U-2219 Проба U-2126 U-2125 окислы (мас.%) песчаник песчаник филлит SiO₂ 84.08 82.22 63.84 TiO₂ 0.28 0.35 0.71 Al_2O_3 7.51 9.36 16.12 FeO 0.67 0.2 4.06 Fe₂O₃ 1.51 1.63 2.74MnO 0.03 0.02 0.13 MgO 0.87 0.91 3.32 0.44 0.22 0.32 CaO K_2O 2.46 4.08 1.18 Na₂O 2.11 1.38 0.11 P_2O_5 0.11 0.08 0.13 1.17 4.01 ппп 1.16 *сумма (%)* FeO* 99.93 99.98 99.55 2.03 6.53 1.67 CIA 69.79 78.16 66.9 $log(SiO_2/Al_2O_3)$ 1.05 0.94 0.6 $\log(Fe_2O_3^*/K_2O)$ 0.24 -0.170.2 U-2219 U-2126 U-2125 Элемент (г/т) 13.92 Li 9.57 _ Be 0.65 0.81 Sc 5.02 3.86 _ V 27.34 27.91 _ Cr 48.00 51.85 _ Co 5.51 2.56 _ Ni 17.75 20.30 Cu 15.42 8.62 Zn 31.37 33.19 6.27 6.47 Ga 46.20 Rb 76.65 48.84 24.98 Sr Y 9.32 6.80 Zr 78.98 86.41 Nb 4.78 6.18 Mo 0.43 0.68 Cs 2.68 2.00 119.50 310.78 Ba La 21.84 24.04 Ce 45.36 44.46 Pr 5.05 4.67 Nd 17.83 18.24 3.45 Sm 3.52 Eu 0.55 0.63 2.47 Gd 2.34 0.33 0.31 Tb Dy 1.96 1.41 Ho 0.47 0.27 0.89 0.81 Er 0.12 0.12 Tm Yb 0.96 0.87 0.17 0.15 Lu Hf 2.14 2.21 Ta 0.35 0.46 0.75 W 0.79 T1 0.16 0.41 Pb 17.03 17.40 _ Bi 0.20 0.12 — 11.29 10.78 Th _ 1.38 U 1.84

Таблица 6. Содержание окислов (мас. %) и элементов (г/т) в терригенных породах нижнепалеозойского комплекса.

Примечание. FeO* = 0.9FeO + Fe₂O₃, CIA = [Al₂O₃/(Al₂O₃ + CaO + Na₂O + K₂O)] × 100, (мол. кол.), (по [39]).



Рис. 21. Спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированные: (а) на состав хондрита, (по [50]), (б) на состав постархейского австралийского глинистого сланца (PAAS), (по [51]). *1* – песчаники нижнепалеозойского комплекса Южного Улутау; *2*–*4* – гранат-слюдяные сланцы: *2* – Чуйского блока, (по [52]), *3* –сланцы Кендыктасского блока, (по [46]), *4* – Жельтавского террейна, (по [43])



Рис. 22. Тектоно-магматические дискриминационные диаграммы для базальтов эдиакарского комплекса. (а) – V–Ti/1000, по [49]; (б) – Zr/Y–Zr, (по [40]); (в) – Th/Yb–Nb/Yb, по [42].



Рис. 23. Тектоно-магматические дискриминационные диаграммы для пород среднего, кислого состава эдиакарского комплекса. (a) – Rb–Y + Ta, по [41], (б) – Ce–10000Ga/Al, по [53]

Время формирования нижнепалеозойского комплекса может быть оценено по возрасту наиболее молодой статистически значимой популяции цирконов из песчаников, которые составляет ~570 млн лет, что соответствует второй половине эдиакария [14]. Наличие единичных зерен цирконов с возрастом ~520 млн лет может указывать на раннекембрийское время накопления осадочного разреза, строение которого свидетельствует о завершении эволюции надсубдукционной системы и начале формирования терригенно-карбонатного комплекса чехла.

Тектоническая эволюция Южного Улутау в позднем докембрии

На основании современных представлений о позднедокембрийской эволюции западной части Центрально-Азиатского пояса предполагается, что в это время террейны запада Центрального Казахстана, Юго-Западного Казахстана и Срединного Тянь-Шаня занимали близкое палеогеографическое положение относительно Таримского кратона и, вероятно, кратона Янцзы [7, 12, 17]. Это определило сходство их тектонической эволюции на протяжении неопротерозоя, в которой выделяются два основных этапа, связанных с развитием активной континентальной окраины.

В течение первого этапа (~850–720 млн лет) происходило формирование протяженного вулкано-плутонического пояса, маркировавшего активную северо-западную окраину суперконтинента Родиния [24, 44, 45, 62, 63]. В разных сегментах этой окраины в преддуговых и задуговых бассейнах, во фронтальных и тыловых частях энсиалической островной дуги происходило формирование различных вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных комплексов [7, 12].

В Южном Улутау с этим этапом связано образование основного объема пород докембрийского возраста. Формирование вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ Карсакпайской зоны происходило в пределах энсиалической островной дуги (аралбайская и большая часть разреза белеутинская серии) и задугового бассейна (большая часть разреза карсакпайская серия). Формирование риолит-гранитных ассоциаций Майтюбинской зоны связано с процессами растяжения в тыловой зоне этой островной дуги [7].

В течение второго этапа (~720–615 млн лет) происходило раскрытие рифтогенных прогибов как в западной части Центрально-Азиатского пояса (Ишим–Срединно-Тянь-Шаньский), так и в пределах кратонов Тарима и Янцзы вследствие задугового растяжения, вызванного обратной миграцией зоны субдукции [24, 45]. С этим этапом связано накопление грубообломочных, в том числе тиллоидов, и кремнисто-карбонатных толщ, которое сопровождалось излиянием щелочных базальтов и гранитоидным магматизмом А-типа [37, 60, 61].

Образования этого этапа представлены на западе Майтюбинской и Байконурской зон породами акбулакской и улутауской серий, а также щелочными сиенитами с возрастом 673 ± 2 млн лет [17].

В Карсакпайской зоне образования криогения достоверно не установлены. Однако такой возраст могут иметь многочисленные дайки и силлы основного состава, которые прорывают все доэдиакарские комплексы, в том числе породы карсакпайской серии с возрастом~745 млн лет [7]. Отсутствие таких тел среди пород эдиакария поз-

Степень п	ерекрытия				
	U-2126				
AH-1470	0.659	AH-1470			
TS-1019	0.537	0.512	TS-1019		
AH-1822	0.711	0.752	0.604	AH-1822	
KH-1828	0.671	0.646	0.651	0.758	KH-1828
Степень	сходства				
	U-2126				
AH-1470	0.741	AH-1470			
TS-1019	0.623	0.656	TS-1019		
AH-1822	0.746	0.816	0.676	AH-1822	
KH-1828	0.744	0.793	0.727	0.786	KH-1828

Таблица 7. Сопоставление с использованием программ Normalized Prob plot [65] и Cumulative Prob plot, [66] Age Pick [67] полученных результатов U–Pb датирования обломочных цирконов из песчаников и блоков западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), (по [25]).

Примечание. Обр. U-2126 — песчаники Южного Улутау (полученные данные); обр. АН-1470 и обр. АН1822 — сланцы Жельтавского террейна, (по 43, 46]); блоки ЦАСП: Чуйский (обр. TS-1019 — Чуйско-Кендыктасский террейн, (по [52]) и Кендыктасский (обр. КН-1828 — Чуйско-Кендыктасский террейн, (по [46])).

воляет связывать проявление этого гипабиссального магматизма в Карсакпайской зоне с рифтогенным этапом в криогении.

Завершению рифтогенных процессов на северной окраине Таримского кратона соответствует завершающий эпизод формирования внутриплитных базальтов с возрастом ~615 млн лет, который, вероятно, фиксирует отлеление активной континентальной окраины от северной части кратона при раскрытии Туркестанского (Южно-Тянь-Шаньского) океана [58]. Затем северная окраина Таримского кратона и кратон Янцзы были отделены от активной окраины Туркестанским океаном. продолжали свое развитие в пассивном режиме при отсутствии магматизма [24, 45, 58]. Здесь в течении эдиакария в шельфовых условиях происходит накопление терригенно-карбонатных, карбонатных, черносланцевых и кремнисто-карбонатных толщ [27, 57].

Эдиакарские надсубдукционные комплексы Улутауского террейна могут свидетельствовать об его участии в структуре активной континентальной окраины в конце неопротерозоя. Ее развитие завершается в начале кембрия, когда в Карсакпайской зоне начинается накопление терригенно-карбонатных толщ.

Палеотектоническое положение Улутауского и террейнов Юго-западного Казахстана в конце неопротерозоя

Проявления надсубдукционного магматизма в эдиакарии отмечаются в настоящее время только в пределах Улутауского террейна. Однако в нижнепалеозойских метаосадочных толщах Жельтавского и Чуйско-Кендыктассого терейнов присутствует популяция обломочных цирконов эдиакарского (~550–600 млн лет) возраста. Общее распределение возрастов обломочного циркона в этих толщах близко с песчаниками терригеннокарбонатной толщи Карсакпайской зоны Южного Улутау, что выражается в присутствии популяций зерен циркона с возрастами 800–850, 890– 903, 940–990, 1070–1085, 1110–1170 млн лет [46, 52].

Сопоставление результатов U–Pb исследований с помощью программы Overlap-Similarity [64] показало, что оценки возрастов обломочного циркона из песчаников Южного Улутау и метаосадочных сланцев Чуйско-Кендыктасского и Жельтавского террейнов дают значения степени перекрытия 0.537–0.746, а степень сходства составляет 0.623–0.746 [25] (табл. 7).

Полученные значения позволяют считать, что накопление данных толщ происходило в пределах одного бассейна за счет эрозии одних и тех же комплексов. Об этом также свидетельствуют близкие значения, наблюдаемые на кривых кумулятивной вероятности (см. рис. 22). Рассматриваемые породы также имеют сходные геохимические особенности, которые позволяют считать близкими источники сноса и условия осадконакопления. На диаграмме Хирона породы всех террейнов тяготеют к полям лититов, аркозов, вакк и глинистых сланцев (рис. 20).

Соотношения в породах Th–La–Sc указывают на смешанный состав источников сноса (см. рис. 20). На диаграмме Co/Th–La/Sc породы группируются в области состава верхней конти-



Рис. 24. Графики (а) плотности вероятности и (б) кумулятивной вероятности с распределением возрастов обломочных цирконов из раннепалеозойских толщ (построены с использованием программ Normalized Prob plot [65] и Cumulative Prob plot [66], (по [25])).

1 – песчаники Южного Улутау (проба U-2126); 2–5 – сланцы: 2 – Жельтавского террейна (Жингельдинский блок) (по [43, 46]), 3 – сланцы Жельтавского террейна (Анрахайский блок) (по [43]), 4 – Чуйско-Кендыктасского террейна (Чуйский блок) (по [52]), 5 – Чуйско-Кендыктасского террейна (Кендыктасский блок) (по [46])

нентальной коры со смещением в сторону гранитов, что предполагает участие среди источников сноса, как пород среднего, так и кислого составов. При этом отношение Th/U в песчаниках и сланцах находится в пределах 5.8.—13.5, что значительно превышает PAAS (Th/U) и указывает на участие в их образовании рециклированного осадочного материала. Это подтверждается и несколько повышенными Zr/Sc отношениями, определяющими положение части пород вдоль тренда рециклинга.

Таким образом, метаосадочные сланцы Чуйско-Кеедыктасского и Жельтавского террейнов и терригенно-карбонатный комплекс Южного Улутау могут являться фрагментами единой осадочной последовательности, накопление которой происходило не раньше начала кембрия после завершения магматизма. Присутствие в метаосадочных породах нижнего кембрия обломочного циркона с возрастом ~550-600 млн лет указывает на возможное участие эдиакарских магматических комплексов в строении Жельтавского и Чуйско-Кендыктасского террейнов. Широкое распространение в этих террейнов. Широкое распространение в этих террейнах магматических комплексов с возрастами ~830-770 млн лет, указывает, что эти блоки, как и Улутауский террейн входили в структуру активной континентальной окраины на протяжении почти всего неопротерозоя [46].

В последние годы появились данные о присутствии надсубдукционных комплексов эдиакарского возраста в структуре Южного Тянь-Шаня и Каракумо-Таджикского террейна. К таким комплексам относятся гранодиориты Наукатского массива (624 ± 5 млн лет) и ортогнейсы Гармского метаморфического комплекса (661-552 млн лет) [11, 29]. Участие эдиакарских комплексов в фундаменте палеозоид Южного Тянь-Шаня также подтверждается присутствием захваченных расплавами цирконов с возрастами 850–600 млн лет в пермских гранитоидах [32].

Изотопно-геохронологические исследования детритовых цирконов из парапород раннекаменоугольных метаморфических комплексов северной окраины Каракумо-Таджикского террейна (Гармский, Байсунский, Лолабулакский) показывают преобладание среди источников сноса неопротерозойских, в том числе и эдиакарских образований, которым соответствует наиболее молодая популяция детритовых цирконов с возрастами 650–535 млн лет [4, 29, 31, 33, 56].

Эрозия эдиакарских комплексов привела к поступлению кластического материала и накоплению палеозойских терригенных комплексов, о чем свидетельствует популяция цирконов с возрастами 670–550 млн лет в кембрийских (ягнобский комплекс), силурийских (зинахская свита) песчаниках Каракум-Таджикского террейна и кембрийско-силурийских песчаниках Кызылкум-Алайского сегмента Южного Тянь-Шаня [13, 56].

Приведенные данные позволяют предполагать, что в течении эдиакария Южный Тянь-Шань, как и Улутауский, Чуйско-Кендыктасский и Жельтавский террейны, участвовали в строении активной окраины, но при этом окраина кратонов Тарима и Янцзы являлась пассивной.

выводы

1. Полученные данные позволили впервые установить, что в строении Южного Улутау участвуют островодужные вулканогенно-осадочные комплексы эдиакарского возраста. Оценки возраста риолитов, туфов андезитового и риолитового составов (594 ± 3, 595 ± 5, 600 ± 2 млн лет) являются первым свидетельством проявления

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2023

эдиакарского надсубдукционного магматизма в палеозоидах Казахстана и Северного Тянь-Шаня.

2. Обломочные цирконы близкого (~550– 600 млн лет) возраста ранее были выявлены в нижнепалеозойских метаосадочных толщах Жельтавского и Чуйско-Кендыктасского террейнов юго-западного Казахстана, также могут свидетельствовать об участии этих блоков в строении вулкано-плутонического пояса конца неопротерозоя. К фрагментам этого пояса также могут быть отнесены неопротерозойские блоки в пределах Южного Тянь-Шаня и Каракумо-Таджикский террейн, в строении которых участвуют магматические комплексы с возрастами ~660– 550 млн лет.

3. Формирование эдиакарского надсубдукционного пояса может являться продолжением эволюции неопротерозойской активной континентальной окраины, возникшей в тонийское время на северо-западной окраине суперконтинента Родиния.

4. Начавшаяся в криогении обратная миграция зоны субдукции, сопровождалась рифтогенными процессами в тыловой области, что в начале эдиакария привело к отделению Таримского кратона и кратона Янцзы пространством Туркестанского палеокеана от активной окраины и локализации надсубдукционного магматизма в пределах Улутауского, Чуйско-Кендыктасского и Жельтавского террейнов, блоков Южного Тянь-Шаня и в Каракум-Таджикском террейне.

5. Субдукционные процессы возникли на временной границе криогения—эдиакария, завершение субдукционных процессов происходило в начале кембрия в интервале ~550–535 млн лет.

Благодарности. Авторы выражают искреннюю признательность рецензентам А.А. Сорокину (ИГиП ДВО РАН, Амурская обл., г. Благовещенск, Россия) и Т.В. Донской (ИЗК СО РАН, г. Иркутск, Россия) и В.В. Ярмолюку (ИГЕМ РАН, г. Москва, Россия) за полезные комментарии, авторы благодарны редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Работы выполнены за счет гранта Российского научного фонда, проект № 22-17-00069, в рамках выполнения государственного задания ГИН РАН, Nd изотопные исследования были выполнены в ЦКП "Изотопногеохимических исследований" ИГХ СО РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н. Венд Центрального Казахстана. – Под ред. Ю.А. Зайцева – М.: МГУ, 1979. 251 с.
- 2. *Крылов И.Н., Сергеев В.Н., Хераскова Т.Н.* Находка кремнистых микрофоссилий в кембрийских отло-

жениях Байконурского синклинория // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 1. С. 51–56.

- Милеев В.С., Розанов С.Б. Геология и тектоника докембрия Центрального Казахстана. – Под ред. Ю.А. Зайцева – М.: МГУ, 1976. 366 с.
- Миркамалов Р.Х., Чирикин В.В., Хан Р.С., Харин В.Г., Сергеев С.А. Незультаты U–Pb (SHRIMP) датирования гранитоидных и метаморфических комплексов Тянь-Шаньского складчатого пояса (Узбекистан) // Вестн. СПбГУ. 2012. № 7. С. 3–25.
- Носова А.А., Возняк А.А., Богданова С.В., Савко К.А., Лебедева Н.М., Травин А.В., Юдин Д.С., Пейдж Л., Ларионов А.Н., Постников А.В. Раннекембрийский сиенитовый и монцонитовый магматизм на юговостоке Восточно-Европейской платформы: петрогенезис и тектоническая обстановка формирования // Петрология. 2019. Т. 27. № 4. С. 357–400.
- Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Федоров Б.В. Мезопротерозойский бимодальный магматизм Улутауского террейна Центрального Казахстана // ДАН. Науки о Земле. 2023. Т. 508. № 1. С. 5–13.
- Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Каныгина Н.А., Ковач В.П., Федоров Б.В. Позднедокембрийские риолит-гранитные вулкано-плутонические ассоциации Южного Улутау (Центральный Казахстан) // Геотектоника. 2022. № 4. С. 3–34.
- Третьяков А.А., Данукалов Н.К., Дегтярев К.Е. Позднедокембрийские вулканогенные и вулканогенно осадочные толщи Улутауского массива (Центральный Казахстан): особенности состава и обоснование возраста. – В сб.: Фундаментальные проблемы тектоники и геодинамики. – Мат-лы LII Тектонического совещания. – М.: ГЕОС, 2020. С. 338–343.
- Филатова Л.И. Стратиграфия и историко-геологический (формационный) анализ метаморфических толщ докембрия Центрального Казахстана. – М.: Недра, 1983.160 с.
- Ярмолюк В.В., Дестярев К.Е. Докембрийские террейны Центрально-Азиатского орогенного пояса: сравнительная характеристика, типизация и особенности тектонической эволюции // Геотектоника. 2019. № 1. С. 3–43.
- Alexeiev D.V., Biske G.S., Kröner A., Tretyakov A.A., Kovach V.P., Rojas-Agramonte Y., Ediacaran, Early Ordovician and early Silurian arcs in the South Tianshan orogen of Kyrgyzstan // J. Asian Earth Sci. 2020. Vol. 190. P. 104194.
- Alexeiev D.V., Khudoley A.K., DuFrane S.A., Glorie S., Vishnevskaya I.A., Semiletkin S.A., Letnikova E.F. Early Neoproterozoic fore-arc basin strata of the Malyi Karatau Range (South Kazakhstan): depositional ages, provenance and implications for reconstructions of Precambrian continents // Gondwana Research. 2023. Vol. 119. P. 313–340.
- 13. Biske Yu.S., Ershova V.B., Konopelko D.L., Stockl D., Mamadjanov Yu.M., Wang X.S. Detrital-zircon geochronology and provenance of Ediacaran–Silurian

rocks of the central to northern Tajikistan traverse: Geodynamic implications for the evolution of the Tian Shan // Gondwana Research. 2021. Vol. 99. P. 247–268.

- 14. Cohen K.M., Finney S.C., Gibbard P.L., Fan J.X. The ICS International Chronostratigraphic Chart // Episodes. 2013 (updated 02.2022). Vol. 36. № 3. P. 199–204.
- Condie K.C. Chemical Composition and Evolution of the Upper Continental Crust: Contrasting Results from Surface Samples and Shales // Chem. Geol. 1993. Vol. 104. P. 1–37.
- Cullers R.L. The chemical signature of source rocks in size fractions of Holocene stream sediment derived from metamorphic rocks in the Wet Mountains region, Colorado, U.S.A. // Chem. Geol. 1994. Vol. 113. P. 327–343.
- Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // Gondwana Research. 2017. Vol. 47. P. 44–75.
- Depaolo D.J. Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic// Nature. 1981. Vol. 291. P. 193–196.
- Drummond M.S., Defant M.J., Kepezhinskas P.K. Petrogenesis of slab derived trondhjemite-tonalite-dacite/adakite magmas // Trans. R. Soc. Edinb: Earth Sci. 1996. Vol. 87. P. 205–215.
- Elhlou S., Belousova E., Griffin W.L., Pearson N.J., Riley S.Y. Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation. Geochimica et Cosmochimica Acta. 2006. Vol. 70. A158. https://doi.org/10.1016/J.GCA.2006.06.1383
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrol. 2001. Vol. 42. P. 2033–2048.
- Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sediment. Petrol. 1988. Vol. 58. P. 820–829.
- Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton Ch., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B. Community-derived standards for LA-ICP-MS U–(Th)–Pb geochronology – uncertainty propagation, age interpretation and data reporting // Geostandards and Geoanalytical Research. 2016. Vol. 40. № 3. P. 311–332.
- Ge R., Zhu W., Wilde S.A., He J., Cui X., Wang X., Bihai Z. Neoproterozoic to Paleozoic long-lived accretionary orogeny in the northern Tarim Craton // Tectonics. 2014. Vol. 33. P. 302–329.
- Gehrels G.E., Detrital zircon U–Pb geochronology: Current methods and new opportunities. – In: *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances.* – Ed. by C. Busby, A. Azor, (Wiley-Blackwell, Chichester, UK. 2012). P. 47–62.
- 26. Jackson S.E., Pearson N.J., Griffin W.L., Belousova E.A. The application of laser ablation-inductively cou-pled

plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology // Chem. Geol. 2004. V. 211. P. 47–69.

- Jiang G., Shi X., Zhang S., Wang Y., Xiao S. Stratigraphy and Paleogeography of the Ediacaran Doushantuo Formation (ca. 635–551 Ma) in South China // Gondwana Research. 2011. Vol. 19. P. 831–849.
- Kanygina N.A., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E., Kovach V.P., Skuzovatov S.Y., Pang K.N., Wang K.L., Lee H.Y. Late Mesoproterozoic—early Neoproterozoic quartzite—schist sequences of the Aktau-Mointy terrane (Central Kazakhstan): Provenance, crustal evolution, and implications for paleotectonic reconstruction // Precambrian Research. 2021. Vol. 354. 106040.
- Käβner A., Ratschbacher L., Pfänder J.A., Hacker B.R., Zack G., Sonntag B.-L., Khan J., Stanek K.P., Gadoev M., Oimahmadov I., Proterozoic-Mesozoic history of the Central Asian orogenic belt in the Tajik and southwestern Kyrgyz Tien Shan: U–Pb, ⁴⁰Ar/³⁹Ar, and fissiontrack geochronology and geochemistry of granitoids // GSA Bull. 2017. Vol. 129. P. 281–303.
- Kelemen P.B., Hanghøj K., Greene A.R. One view on the geochemistry of subduction-related magmatic arcs, with an emphasis of primitive andesite and lower crust // Treat. Geochem. 2014. P. 749–806
- Konopelko D., Klemd R., Mamadjanov Y., Hegner E., Knorsch M., Fidaev D., Kern M., Sergeev S. Permian age of orogenic thickening and crustal melting in the Garm Block, South Tien Shan // J. Asian Earth Sci. 2015. Vol. 113. P. 711–727.
- Konopelko D., Seltmann R., Mamadjanov Y., Romer R.L., Rojas-Agramonte Y., Jeffries T., Fidaev D., Niyozov A.A. Geotraverse across two paleo-subduction zones in Tien Shan, Tajikistan // Gondwana Research. 2017. Vol. 47. P. 110–130.
- 33. Konopelko D., Biske Y.S., Kullerud K., Ganiev I., Seltmann R., Brownscombe W., Mirkamalov R., Wang B., Safonova I., Kotler P., Shatov V., Sun M., Wong J. Early Carboniferous metamorphism of the Neoproterozoic South Tien Shan–Karakum basement: New geochronological results from Baisun and Kyzylkum, Uzbekistan // J. Asian Earth Sci. 2019. Vol. 177. P. 275–286.
- Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A., Kotov A., Tolmacheva E., Wang K.-L., Chung S.-L., Lee H.-Y., Jahn B.-M. Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the northern Kazakhstan: Implication for continental growth of the western Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. Vol. 47. P. 28–43.
- 35. Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite the Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: Ion microprobe U–Pb zircon ages of gabbros and syenite // Geol. Soc. London. Mem. 2004. Vol. 30. P. 69–74.
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram // J. Petrol. 1986. Vol. 27. P. 745–750.

 Long X-P., Yuan C., Sun M., Kroner A., Zhao G-C., Wilde S., Hu A-Q. Reworking of the Tarim Craton by underplating of mantle plume-derived magmas: evidence from Neoproterozoic granitoids in the Kuluketage area, NW China // Precambrian Research. 2011. Vol. 187. P. 1–14.

67

- McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N. "Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics," in: Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments. Ed.by M.J. Johnson, A. Basu, (GSA Spec. Pap. 1993. Vol. 284). P. 21–40.
- 39. *Nesbitt H.W., Young G.M.* Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. Vol. 299. P. 715–717.
- Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks // Contrib. Mineral. Petrol. 1979. Vol. 69. P. 33–47.
- Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25. P. 956–983.
- Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos, 2008. Vol. 100. P. 14–48.
- Pilitsyna A.V., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E., Salnikova E.B., Kotov A.B., Kovach V.P., Wang K.-L., Batanova V.G. Early Palaeozoic metamorphism of Precambrian crust in the Zheltau terrane (Southern Kazakhstan, Central Asian Orogenic belt): P-T paths, protoliths, zircon dating and tectonic implications // Lithos. 2019. Vol. 324–325. P. 115–140.
- 44. Precambrian Geology of China. Ed. by M. Zhai, (Springer, NY, USA. 2015). P. 390.
- 45. Ren R., Guan S.W., Zhang S.C., Wu L., Zhang H.Y. How did the peripheral subduction drive the Rodinia breakup: Constraints from the Neoproterozoic tectonic process in the northern Tarim Craton // Precambrian Research. 2020. Vol. 339. P. 1–17.
- 46. Skoblenko (Pilitsyna) A.V., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Tretyakov A.A., Skuzovatov S.Yu., Pang K.-N., Lee H.-Y. Precambrian and Early Palaeozoic metamorphic complexes in the SW part of the Central Asian Orogenic Belt: Ages, compositions, regional correlations and tectonic affinities // Gondwana Research. 2022. Vol. 105. P. 117–142.
- Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plešovice zircon – a new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // Chem. Geol. 2008. Vol. 249. P. 1–35.
- Sheshukov V.S., Kuzmichev A.B., Dubenskiy A.S., Okina O.I., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Kuznetsov N.B., Romanjuk T.V., Lyapunov S.M. "U-Pb zircon dating by LA-SF-ICPMS at Geological Institute GIN RAS (Moscow)," in: Analysis of Geological and Environmental Materials of 10th Int. Conf., Sydney, Australia, (Sydney, Australia. 2018. Abstr. Book), P. 63.

- Shervais J.W. Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // Earth Planet. Sci. Lett. 1982. Vol. 59. P. 101–118.
- Sun S.S., McDonough W.F. "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes," in: Magmatism in the Ocean Basins. Ed.by A.D. Saunders, M.J. Norry, (Geol. Soc. London. Spec. Publ. 1989. Vol. 42), P. 313–345.
- Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. – (Blackwell, Oxford, UK. 1985). P. 312.
- 52. Tretyakov A.A., Pilitsyna A.V., Degtyarev K.E., Kanygina N.A., Salnikova E.B., Kovach V.P., Lee H.-Y., Wang K.-L., Batanova V.G., Kovalchuk E.V. Neoproterozoic granitoid magmatism and granulite metamorphism in the Chu-Kendyktas terrane (Southern Kazakhstan, Central Asian orogenic belt): Zircon dating, Nd isotopy and tectono-magmatic evolution // Precambrian Research. 2019. Vol. 332. P. 105397.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites – geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Mineral. Petrol. 1987. Vol. 95. P. 407–419.
- 54. Wiedenbeck M.P.A., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C., Spiegel W. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, trace element and REE analyses // Geostandards and Geoanalytical Res. 1995. Vol. 19. P. 1–23.
- 55. Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H., Sylvester P., Valley J., Whitehouse M., Kronz A., Morishita Y., Nasdala L., Fiebig J., Franchi I., Girard J.-P., Greenwood R.C., Hinton R., Kita N., Mason P.R.D., Norman M., Ogasawara M., Piccoli P.M., Rhede D., Satoh H., Schulz-Dobrick B., Skår Ø., Spicuzza M.J., Terada K., Tindle A., Togashi S., Vennemann T., Xie Q., Zheng Y.-F. Further characterization of the 91500 zircon crystal // Geostandards and Geoanalytical Res. 2004. Vol. 28. P. 9–39.
- 56. Worthington J.R., Kapp P., Minaev V., Chapman J.B., Mazdab F.K., Ducea M.N., Oimahmadov I., Gadoev M. Birth, life, and demise of the Andean – syncollisional Gissar arc: Late Paleozoic tectono-magmatic-metamorphic evolution of the southwestern Tian Shan, Tajikistan // Tectonics. 2017. Vol. 36. P. 1861–1912.
- 57. Wu L., Guan S.W., Ren R., Wang X.B., Yang H.J., Jing J.Q., Zhu G.Y. The characteristics of Precambrian sedimentary basin and the distribution of deep source

rock: A case study of Tarim basin in Neoproterozoic and source rocks in early Cambrian, Western China // Petrol. Explor. Dev. 2016. Vol. 43. P. 905–915.

- 58. Wu H.-X., Dilek Y., Zhang F.-Q., Chen H.-L., Chen H., Wang C.-Y., Lin X.-B., Cheng X.-G. Ediacaran magmatism and rifting along the northern margin of the Tarim craton: Implications for the late Neoproterozoic Rodinia configuration and breakup // GSA Bull. 2022. Vol. 135. № 1–2. P. 367–388.
- 59. Xu B., Jian P., Zheng H., Zou H., Zhang L., Liu D. U–Pb zircon geochronology and geochemistry of Neoproterozoic volcanic rocks in the Tarim Block of northwest China: Implications for the breakup of Rodinia supercontinent and Neoproterozoic glaciations // Precambrian Research. 2005. Vol. 136. P. 107–123.
- Zhang C.-L., Li X.-H., Li Z.-X., Lu S.-N., Ye H.-M., Li H.-M. Neoproterozoic ultramficmafic-carbonatite complex, granitoids in Quruqtagh of northeastern Tarim Block, Western China: Geochronology, geochemistry and tectonic implications // Precambrian Research. 2007. Vol. 152. P. 149–169.
- 61. *Zhang C.L., Zou H.B., Li H.K., Wang H.Y.* Multiple phases of Neoproterozoic ultramafic-mafic complex in Kuruqtagh, northern margin of Tarim: Interaction between plate subduction and mantle plume? // Precambrian Research. 2012. Vol. 222–223. P. 488–502.
- *Zhang C.L., Ye X.T., Zou H.B., Chen X.Y.* Neoproterozoic sedimentary basin evolution in southwestern Tarim, NW China: New evidence from field observations, detrital zircon U–Pb ages and Hf isotope compositions // Precambrian Research. 2016. Vol. 280. P. 31–45.
- *Zhao G.C., Wang Y.J., Huang B.C., Dong Y.P., Li S.Z., Zhang G.W., Yu S.* Geological reconstructions of the East Asian blocks: From the breakup of Rodinia to the assembly of Pangea // Earth Sci. Rev. 2018. Vol. 186. P. 262–286.
- 64. Overlap-Similarity, http:// www.geo.arizona.edu/alc (Accessed April, 2023).
- 65. Normalized Prob, http:// www.geo.arizona.edu/alc (Accessed Aril, 2023).
- 66. Cumulative Prob plot, http:// www.geo.arizona.edu/alc (Accessed April, 2023).
- 67. Age Pick, http:// www.geo.arizona.edu/alc (Accessed April, 2023).

Ediacaran and Cambrian Volcanogenic and Sedimentary Complexes of Southern Ulutau (Central Kazakhstan): Structure, Substantiation of Age and Setting of Formation

A. A. Tretyakov^{a, *}, K. E. Degtyarev^a, N. A. Kanygina^a, A. N. Zhuravlev^a, S. Yu. Skuzovatov^b ^aGeological Institute RAS, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia

^bVinogradov Institute of Geochemistry of the Siberian Branch RAS, bld. 1A, Favorsky str., 664033 Irkutsk, Russia *e-mail: and8486@vandex.ru

The article presents the results of studying and substantiating the age of the Ediacaran volcanogenic-sedimentary and Cambrian sedimentary strata isolated for the first time within the southern part of the Ulutau terrane (Southern Ulutau) in the west of Central Kazakhstan. Age Estimates (SHRIMP II) obtained 594 \pm 3, 594 \pm 5, 600 \pm 2 Ma for effusive and tufogenic rocks, as well as their isotope-geochemical characteristics, are the first evidence of the manifestation of Ediacaran suprasubduction magmatism in the paleozoics of Kazakhstan and the Northern Tien Shan. The data obtained indicate the participation of the Ulutau terrane at the end of the Precambrian in the structure of the volcanic-plutonic belt, fragments of which are also Neoproterozoic blocks within Southwestern Kazakhstan (the Zeltava and Chui–Kendyktas terranes) of the Southern Tien Shan and the Karakum–Tajik terrane. The formation of the Ediacaran suprasubduction belt may be a continuation of the evolution of the supercontinent Rodinia.

Keywords: Ediacaran, Cambrian, rhyolites, andesites, U-Pb dating, subduction, Rodinia

УДК 55(1-924.8):551.753:550.42

ПРИРОДА ПУЧЕЖ-КАТУНКСКОЙ ИМПАКТНОЙ СТРУКТУРЫ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ): РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ U-Th-Pb ИЗОТОПНОЙ СИСТЕМЫ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА ИЗ ЭКСПЛОЗИВНЫХ БРЕКЧИЙ¹

© 2023 г. С. Ю. Колодяжный¹, Н. Б. Кузнецов¹, Т. В. Романюк^{2,} *, А. В. Страшко¹, Е. А. Шалаева¹, А. С. Новикова¹, А. С. Дубенский¹, К. Г. Ерофеева¹, В. С. Шешуков¹

> ¹Геологический институт РАН, Пыжевский пер., д. 7, 119017 Москва, Россия ²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Б. Грузинская ул., д. 10, 123242 Москва, Россия *e-mail: t.romanyuk@mail.ru Поступила в редакцию 21.04.2023 г. После доработки 16.07.2023 г. Принята к публикации 22.08.2023 г.

Пучеж-Катункский кратер расположен в центральной части Восточно-Европейской платформы, имеет диаметр ~80 км и морфологически выражен центральным полнятием фундамента (Воротиловский выступ) и окаймляющей его кольцевой депрессией, на периферии которой расположена кольцевая терраса. Кратер заполнен различными коптогенными (эксплозивными) образованиями брекчиями различных типов, телами зювитов и тагамитов. Представлены результаты изучения U-Th-Pb изотопной системы зерен детритового циркона из пестроцветных эксплозивных пучежских брекчий северо-западной части кольцевой террасы (три пробы). Средневзвешенное значение трех наиболее молодых U–Pb датировок детритового циркона из всех изученных проб -258 ± 7 млн лет, что соответствует поздней перми. Эта датировка принята нами за нижнюю возрастную границу пучежских брекчий. Проведено сопоставление наборов возрастов зерен детритового циркона из изученных нами проб и из (і) кристаллических пород Воротиловского выступа и зювитов кольцевой депрессии и (ii) верхнепермских-нижнетриасовых песчаников опорного разреза Жуков овраг (Московская синеклиза). Отсутствие среди детритового циркона из пучежских брекчий зерен, по параметрам U-Th-Pb изотопной системы сопоставимых с параметрами циркона из пород Воротиловского выступа и зювитов, указывает на локальный характер Пучеж-Катункской эксплозии, ударно-термальное воздействие которой не повлияло на детритовый циркон в породах краевой части кольцевой террасы кратера. Высокое сходство наборов возрастов зерен детритового циркона из линзы переотложенных песчаников пучежских брекчий и верхнепермских пород разреза Жуков овраг указывает на то, что пучежские брекчии сформированы преимущественно за счет переработки верхнепермских-нижнетриасовых толщ, подстилающих эксплозивные образования. Палеоороген Уралид мы рассматриваем в качестве главного источника сноса обломочного материала для отложений центральных областей Восточно-Европейской платформы в стратиграфическом интервале близком к рубежу перми и триаса.

Ключевые слова: Пучеж-Катункский кратер, эксплозивные пучежские брекчии, детритовый циркон, U–Th–Pb возраст, пермь, триас, источники сноса обломочного материала, эпипалеозойский Уральский ороген, Владимир-Вятская зона

DOI: 10.31857/S0016853X23050041, EDN: UZXOSR

введение

Глобальные катастрофические события в истории Земли могут быть связаны с крупными эндогенными, экзогенными и астрофизическими событиями. Падение крупных космических тел (астероидов и метеоритов) приводит при определенных условиях к сильным импактно-эксплозивным явлениям, оказывающим влияние на ход тектоно-магматических преобразований в земной коре, которые проявлены в изменении условий осадконакопления и атмосферы Земли, а также — исчезновению существующих и появлению

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X23050041 для авторизованных пользователей.

новых биоценозов [5, 16, 32]. Произошедшее в регионе Мексиканского залива на рубеже мезозоя и кайнозоя (65.5 млн лет) падение Чиксулубского астероида привело к формированию кратера диаметром 180 км и выбросам в атмосферу огромных эксплозивных масс — это событие привело к одному из крупнейших массовых вымираний в биосфере Земли [32, 34, 42, 49, 56]. Иридиевые катастрофические слои, связанные с осаждением пылеватых частиц этой эксплозии, имеют планетарное распространение и маркируют границу мезозоя и кайнозоя [37].

Пучеж-Катункский кратер (астроблема), расположенный в центральной части Восточно-Европейской платформы, имеет диаметр ~80 км (рис. 1).

По расчетным энергетическим параметрам этот кратер был образован падением крупного метеоритного тела диаметром до 3 км [5], вполне соизмеримым с астероидом Чиксулуб.

Хотя Пучеж-Катункский кратер рассматривают как одну из наиболее обоснованных геологогеофизическими методами и хорошо сохранившихся на Земле астроблем, в ряде работ был предложен сценарий эндогенно-эксплозивного и вулкано-тектонического происхождения Пучеж-Катункской структуры, интерпретируемой как полистадийное образование, сформированное в результате взаимодействия ряда тектонических, вулканических и эксплозивных явлений (сопоставляемое в некоторых интерпретациях с трубкой взрыва), а его формирование было растянутым во времени эндогенным верхнекоровым событием, которое не приводило к мгновенным выбросам в атмосферу значимых объемов разрушенных горных пород и сопровождающим их биосферным катастрофам [3, 14, 15, 18, 29].

Структурно-вещественные преобразования горных пород, проявленные в окрестностях Пучеж-Катункского кратера, рассматривались в качестве древних оползней, гляциодислокаций, как проявления диапиризма, инъекционных или гравитационных тектонических процессов [5, 6].

Время образования Пучеж-Катункской импактной структуры на основании палинологических исследований оценено как байосский век средней юры (168—171 млн лет) [5]. Однако никаких локальных и глобальных вымираний этого времени не отмечено и соответствующие катастрофические слои неизвестны [54].

Изотопно-геохронологические датировки импактитов рассматриваемой структуры несколько противоречивы и допускают варианты ее формирования в широком возрастном диапазоне между 183 ± 3 и 200 ± 3 млн лет [5, 43, 54].

Была предложена версия, в соответствии с которой Пучеж-Катункская астроблема имеет более древний возраст, соответствующий рубежу триаса и юры, к которому приурочены значимые события в смене биоценозов [54].

Определение времени проявления Пучеж-Катункского события, поиск надрегиональных катастрофических слоев, маркирующих границы значимых изменений в тектоносфере, и уточнение любых характеристик, физических параметров и особенностей строения Пучеж-Катункской структуры представляют несомненный интерес для прояснения ее генетической природы.

В геологических исследованиях все чаще находят применение методы локального анализа вещества. Одним из таких методов является метод U–Pb изотопного датирования зерен детритового циркона, извлеченных из обломочных (песков, песчаников и песчаного матрикса конгломератов) и метаобломочных (парагнейсов, сланцев и параамфиболитов) пород. На основе исследований этим методом были выявлены первичные источники обломочного материала для изученных песчанистых пород, получены данные по возрасту, стратиграфической привязке изученных осадочных и метаморфических комплексов, не имеющих палеонтологических датировок [11, 13, 19, 23].

В настоящей работе представлены результаты изучения U–Th–Pb изотопной системы зерен детритового циркона из эксплозивных брекчий северо-западной периферической части Пучеж-Катункского кратера.

Целью статьи, наряду с определением первичных источников обломочного материала красноцветных терригенных образований, слагающих эксплозивные брекчии, и реконструкцией путей его транспортировки, является уточнение возраста Пучеж-Катункской импактной структуры, выявление степени влияния импактного события на изотопные отношения в исследуемых зернах циркона; определение степени вовлеченности материала, в результате взрыва выброшенного из центральной части кратера в эксплозивные брекчии.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Пучеж-Катункская субизометричная в плане структура локализована в пределах протяженной Владимир-Вятской зоны тектонических нарушений [10]. Эта зона проявлена на всех структурных этажах Восточно-Европейской платформы (ВЕП) и хорошо выражена в магнитных и гравиметрических аномалиях [10, 15].

Владимир-Вятская зона тектонически граничит на юго-востоке со Среднерусским коллизионноорогенным поясом, который является структурным элементом Лапландско-Среднерусско-Южноприбалтийского палеопротерозойского коллизионного орогена, разделяющего Фенноскандию, Волго-Уралию и Сарматию – сегменты фундамента Во-


Рис. 1. Тектоническая схема Восточно-Европейской платформы (по данным [4, 9, 38], с изменениями и дополнениями). Показан (квадрат тонкой линией) регион исследования.

Зоны Уральского орогенного пояса: Ск – Сакмарская; ЗУ – Западно-Уральская; Мг – Магнитогорская; Тг – Тагильская; ВУ – Восточно-Уральская; ЗР – Зауральская; БП – Башкирское поднятие (антиклинорий).

1-6 – орогенные пояса: 1 – Рязано-Саратовский (шовная зона), 2 – Свекофеннский и Лапландско-Беломорско-Среднерусско-Южно-Прибалтийский, 3 – Свеко-Норвежский, 4 – Норвежских каледонид, 5 – Уральский, 6 – Большого Кавказа; 7 – щиты (выступы фундамента на поверхность); 8 – погребенные выступы фундамента; 9 – область развития платформенного чехла; 10 – Пучеж-Катункский кратер; 11 – крупнейшие разрывные нарушения 12 – прочие образования в обрамлении Восточно-Европейской платформы

сточно-Европейской платформы [4] (см. рис. 1, рис. 2).

В строении кровли кристаллического фундамента и перекрывающих его комплексов плитного чехла Владимир-Вятская зона является границей между Московской синеклизой и Волго-Уральской антеклизой. Рассматриваемая зона нарушений представлена системой разрывов высокого порядка, проникающих из комплексов фундамента в толщи плитного чехла и образующих пояс северо-восточного простирания шириной от 15 до 60 км [10]. На уровне современного эрозионного среза в строении Владимир-Вятской зоны нами дешифрирована система линеаментов, образующих структурный рисунок закономерного



Рис. 2. Схема тектонического районирования центральной части Восточно-Европейской платформы. Показано (квадрат линией красным) положение Пучеж-Катункского кратера. Зоны дислокаций: СР – Среднерусская, ВВ – Владимир-Вятская.

I – Среднерусский палеопротерозойский коллизионно-орогенный пояс; 2 – зоны тектонических нарушений на современной поверхности; 3 – Пучеж-Катункский кратер; 4 – тектонические валы осадочного чехла; 5 – изогипсы кровли фундамента; 6 – линеаменты и разрывы, выраженные на поверхности

сочетания продольных и диагональных сдвигов (см. рис. 2).

Плитный чехол Восточно-Европейской платформы в пределах Владимир-Вятской зоны осложнен системами складок и тектонических валов, ориентированных продольно и диагонально к простиранию зоны. Пространственное сочетание структур Владимир-Вятской зоны, а также результаты тектонофизических исследований характеризуют ее как крупное нарушение сдвигового типа [10]. В центральном сегменте Владимир-Вятской зоны расположен сигмоидальный планарный изгиб (сдвиговый дуплекс), в котором расположен Пучеж-Катункский кратер (см. рис. 2).

В строении Пучеж-Катункского кратера обособлено центральное поднятие — Воротиловский выступ — и окаймляющая его кольцевая депрессия, во внешней периферии которой расположена обширная кольцевая терраса [1, 2, 5–7, 10, 14, 17, 18, 30] (рис. 3, а; рис. 4).

Ассоциации пород, распространенные в районе кратера, образуют цокольный, коптогенный (эксплозивный) комплекс, а также заполняющие кратер и перекрывающие его комплексы осадочных пород (см. рис. 3, б, в, г).

Цоколь Пучеж-Катункского кратера слагают породы, испытавшие импактное воздействие. Это сложно дислоцированные архейские образования фундамента Восточно-Европейской платформы и перекрывающие их верхнедокембрийско-фанерозойские толщи чехла, охватывающие



Рис. 3. Строение Пучеж-Катункской структуры (на основе [5, 10], с изменениями и дополнениями). (а)–(б) – структурные схемы строения комплекса: (а) – цокольного (кровля), (б) – коптогенного; (в) – геолого-структурная схема со снятым кайнозойским чехлом; I–I' – линия разреза. (г) – структурная схема подошвы заполняющего комплекса.

I-5 – цокольный, заполняющий и перекрывающий комплексы: I – верхней перми, 2 – нижнего триаса, 3 – средней и верхней юры, 4 – нижнего мела; 5 – верхнего венда; 6 – архейского фундамента; 7-11 – коптогенный комплекс: 7 – мегаблоковые брекчии, 8 – щебенчато-глыбовые полимиктовые брекчии, 9 – копто-кластиты, 10 – зювиты, 11 – щебенчато-глыбовые пестроцветные брекчии; 12 – изогипсы кровли цокольного комплекса; 13 – изогипсы кровли заполняющего комплекса; 14 – грабенообразные троги; 15 – разрывы; 16 – внешний контур кольцевого желоба; 17 – Воротиловская скважина (центр Воротиловского выступа); 18 – местоположение точки опробования ПК-19

стратиграфический диапазон от верхнего венда до нижнего триаса.

По результатам бурения комплексы чехла Восточно-Европейской платформы, слагающие в районе Воротиловской скважины цоколь Пучеж-Катункского кратера, представлены верхневендскими аргиллитами, терригенно-карбонатными породами среднего и верхнего девона, каменноугольными карбонатными породами, сульфатно-карбонатными породами нижней перми, преимущественно терригенными красноцветными образованиями верхней перми и нижнего триаса [5].

Выше залегают мезозойские толщи, с несогласием перекрывающие цоколь Пучеж-Катункского кратера, и заполняющие его эксплозивные образования. На современной дневной поверх-



Рис. 4. Геолого-структурный разрез Пучеж-Катункского кратера по линии I–I' (на основе [1, 2, 5, 10], с изменениями и дополнениями).

Обозначено: Вт – Воротиловская скважина (центр Воротиловского выступа), КТ – Кольцевая терраса, КЖ – кольцевой желоб, ЦП – центральное поднятие.

1 – архейский фундамент; 2–7 – отложения плитного чехла (цокольный комплекс): 2 – верхнего венда, 3 – девона, 4 – нижнего-среднего карбона, 5 – верхнего карбона, 6 – нижней перми, 7 – верхней перми; 8–10 – эксплозивные (коптогенные) образования нижней юры (?): 8 – мегаблоковые брекчии, 9 – полимиктовые брекчии и зювиты, 10 – пестроцветные брекчии (пучежская толща); 11–13 – отложения (заполняющий и перекрывающий комплексы): 11 – средней-верхней юры, 12 – нижнего мела, 13 – неогена и квартера; 14 – разломы; 15 – направления смещений по разломам; 16 – скважины

ности из-под толщ, перекрывающих Пучеж-Катункский кратер, экспонированы красноцветные преимущественно терригенные толщи верхней перми и нижнего триаса, слагающие верхнюю часть разреза цокольного комплекса (см. рис. 3). Общая мощность осадочных пород чехла Восточно-Европейской платформы в обрамлении кратера составляет 1.8—2.5 км.

Эксплозивные образования раннеюрского (?) возраста, слагают основную часть разреза кольцевой депрессии и прилегающую к ней кольцевую террасу (см. рис. 3, б). Пост-импактные толщи озерных отложений средней-верхней юры и нижнего мела заполняют остаточную депрессию Пучеж-Катункского кратера (см. рис. 3, в). Значительную часть территории перекрывает маломощный покров неогеновых и четвертичных аллювиальных, ледниковых (моренных и флювиогляциальных) отложений.

Согласно результатам бурения [5] Пучеж-Катункский кратер пронизывает венд—палеозойские и нижнетриасовые толщи чехла Восточно-Европейской платформы и достигает архейские комплексы фундамента. В центральной части кратера установлены значительные импактные преобразования пород цокольного комплекса [17].

Воротиловский выступ амплитудой ~2 км архейского фундамента Восточно-Европейской платформы прорывает толщи чехла, почти достигая современной эрозионной поверхности (см. рис. 3, а, б; рис. 4). На склонах выступа расположены уступы, имеющие значительную (сотни метров) амплитуду. Вокруг сложенных породами фундамента уступов развиты облекающие их мощные (сотни метров) шлейфы мегаблоковых и щебенчато-глыбовых брекчий, обломочный материал которых представлен кристаллическими породами, характерными для фундамента (см. рис. 4).

Кольцевой желоб, обрамляющий Воротиловский выступ, имеет диаметр 40–45 км и глубину до 1.9 км (см. рис. 3, а). Желоб заполнен комплексом импактитов — полимиктовыми брекчиями различного типа, телами зювитов и тагамитов, возникшими в процессе образования кратера за счет деструкции и ударного плавления пород нижней части разреза цокольного комплекса (см. рис. 3, б). В основании разреза коптогенных образований преобладают мегаблоковые брекчии, образованные пластинами и блоками размером в сотни метров, сложенными породами венда и палеозоя. Оценки размеров этих блоков в поперечнике составляют от 0.8 до 1.5 км [5] (см. рис. 4).

По материалам бурения [5] в этих образованиях установлено сложное совмещение и надвигание пластин разновозрастных комплексов пород, отмечены повторения разрезов и их опрокинутые последовательности. Эти нарушения рассматриваются как широкая зона складчато-надвиговых дислокаций, обрамляющая Воротиловский выступ [1, 2, 6, 18].

Мегаблоковые брекчии кольцевой депрессии перекрыты щебенчато-глыбовыми полимиктовыми брекчиями, местами — зювитами и коптокластитами мощностью до 400 м (см. рис. 3, б). Вдоль внешней периферии кольцевой депрессии развита зона ступенчатых сбросов и расположенная на удалении от центра кратера кольцевая терраса (см. рис. 3, а; см. рис. 4).

В пределах кольцевой террасы широко распространены пестроцветные щебенчато-глыбовые брекчии, которые здесь были выделены в качестве пучежской толщи (свиты), сложенной в основном из обломков пермских и триасовых красноцветных обломочных и глинистых пород, реже – каменноугольных известняков (см. рис. 3, б). Эти образования предположительно являются отложениями радиальных эксплозивных грязекаменных потоков, эродировавших поверхность внешней кольцевой террасы Пучеж-Катункского кратера. Внешняя граница кольцевой террасы соответствует контурам распространения пестроцветных брекчий, относимых к пучежской толще.

В северной части Пучеж-Катункской структуры цоколь террасы сложен преимущественно толщами нижнего триаса, в юго-западной и южной частях он сложен толщами верхней перми.

В центре Пучеж-Катункского кратера импактные образования перекрыты толщей байосского яруса средней юры (мощность до 340 м), сложенной осадками пост-импактного озера, расположенного в кратере. Выше залегают толщи верхней юры, нижнего мела и кайнозоя (общая мощность достигает 162 м) [5] (см. рис. 3, в).

Куполообразный подъем юрских толщ в области распространения нижнего мела в центре Пучеж-Катункской структуры — это признак проявления процессов воздымания и подновления Воротиловского выступа фундамента, произошедшего в конце мезозоя или в кайнозое. Кроме того, на возобновление воздымания Воротиловского выступа указывает сложный характер подошвы комплекса, заполняющего остаточную депрессию (см. рис. 3, в, г).

Материалы сейсмического профилирования указывают на то, что в палеозойских толщах цокольного комплекса проявлен ряд кольцевых валов и сопряженных с ними взбросов, затухающих по мере удаления от центра Пучеж-Катункской структуры [5]. Помимо концентрических нарушений поверхность кольцевой террасы осложнена системой радиальных желобов, для которых характерно резкое увеличение мощности импактных брекчий (см. рис. 3, а). Глубина этих радиальных желобов достигает 180 м при ширине 1–6 км и протяженности 10–30 км [10].

Оценки времени формирования Пучеж-Катункской структуры варьируют от раннего триаса до средней юры [5, 43, 54]. Известны калий-аргоновые датировки 5-ти проб тагамитов и импактного стекла в диапазоне от 183 ± 3 до 200 ± 3 млн лет, что охватывает промежуток времени от плинсбахского века ранней юры до байосского века средней юры [5].

Результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования, выполненные методом ступенчатого нагревания 5-ти проб импактных стекол, показали наиболее вероятный интервал времени формирования Пучеж-Катункской структуры в интервале 192-196 млн лет (синемюрский век ранней юры) [43]. При этом не исключено, что засорение импактных расплавов ксеногенным материалом архейских пород обусловило удревнение изотопного возраста этих импактитов. Палинологическое изучение коптогенных полимиктовых брекчий, перекрывающих их с несогласием озерных отложений (узольская свита), а также подстилающих коптокластитов брекчированных пород венда и девона, выявило исключительно байосские споро-пыльцевые комплексы [5]. На этом основании наиболее вероятным временем импактного события и. соответственно, возраст импактитов Пучеж-Катункской структуры, был принят байосский век средней юры.

ИСХОДНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Отбор проб

Главные структурные элементы кольцевой террасы обрамления Пучеж-Катункского кратера представлены концентрическими (с концентром в кратере) нарушениями, а также системой радиальных грабенообразных трогов, образующих радиально-лучистую структуру (см. рис. 3, а). В краевых частях кольцевой террасы брекчии Пучеж-Катункского кратера (далее – пучежские брекчии) часто залегают со структурным несогласием в виде маломощного покрова на сложно дислоцированных образованиях верхней перми и нижнего триаса. В пределах троговых структур мошность пучежских брекчий сушественно возрастает до 180 м. Складчато-разрывные структуры комплекса пермско-триасовых пород образуют полистадийный структурный ансамбль, ранние парагенезы которого не связаны с формированием Пучеж-Катункского кратера [10].

Нами изучены аллогенные пестроцветные брекчии пучежской толщи, которая практически полностью слагает обширную кольцевую террасу в обрамлении Пучеж-Катункского кратера. Участок опробования расположен в краевой части северо-западного сегмента кольцевой террасы Пучеж-Катункского кратера, на правом берегу р. Волга в районе Горьковского водохранилища, на расстоянии 300 м севернее поселка Юшково (см. рис. 3). На этом участке, в периферической части поля выходов пучежских брекчий, залегают преимущественно образования нижнего триаса. Среди них расположены локальные выходы верхнепермских пород в виде небольших складчатых блоков, которые можно наблюдать только в прибрежных уступах Горьковского водохранилища.



Рис. 5. Фотографии пестроцветных брекчий пучежской толщи, включающей крупные глыбы красноцветных пород, окаймленных реакционной рубашкой (оглеение) светло-голубовато-серого цвета. (а) — общий вид обнажения и места отбора проб ПК-19, ПК-19а и ПК-19б; (б) — цементирующий матрикс брекчий (проба ПК-19) и обломок красноцветного песчаника (проба ПК-19а); (в) — увеличенный фрагмент фотографии (см. фрагмент (б)).

В обнажении ПК-19, расположенном в точке с координатами 57°07'17.01" с.ш., 43°02'51.45" в.д., экспонированы пестроцветные брекчии пучежской толщи, состоящей из разноразмерных обломков и глыб верхнепермских, нижнетриасовых, реже каменноугольных пород, помещенных в красноцветный матрикс (рис. 5).

В матриксе брекчий беспорядочно расположены разноразмерные (от 0.5 см до 10 м и более) угловатые, часто с трапециевидными очертаниями сечений, эллипсоидальные, плитообразные и линзовидные обломки, глыбы и пластины. Во внутреннем строении некоторых глыб можно видеть фрагменты замковых частей складок и слои с более ранними деформационными структурами. Кроме того, в этом обнажении нами встречены обломки брекчий, представляющие собой примеры структур типа "брекчия в брекчии". Некоторые обломки обладают признаками наложенных импактных деформаций — эти обломки смяты и расплющены, а также образуют структуры вращения.

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2023

Глыбы и обломки в брекчиях представлены пестроцветными породами, среди которых преобладают бурые и красно-коричневые разности песчаники и алевролиты, аргиллиты, глины и мергели. Реже распространены обломки, сложенные светло-серыми известняками и зеленовато-серыми песчаниками. Глыбы и обломки, сложенные красноцветными породами, часто окружены реакционной рубашкой (восстановительные реакции и переход трехвалентного железа в двухвалентное оглеение) голубовато-серого цвета (см. рис. 5).

Петрографическая характеристика проб

В обнажении ПК-19 из различных литологических составляющих пучежских брекчий были отобраны пробы ПК-19, ПК-19а, ПК-19б, весом 1–1.2 кг каждая (см. рис. 5, а–в):

 ПК-19 (песчано-алеврит-глинистый матрикс брекчий); – ПК-19а (обломок красноцветных аркозовых песчаников);

 ПК-19б (линза олигомиктовых слабо сцементированных песчаников).

Проба ПК-19. Проба представляет песчаноалеврит-глинистую породу, которая состоит из мелких (0.2–0.01 мм) угловатых обломков, заключенных в глинисто-карбонатную (с примесью гипса) и глинисто-гидрослюдистую пелитоморфную массу (рис. 6а, б).

Обломки составляют 30—40% объема породы, матрикс — 60—70%. Порода имеет алевро-пелитовую структуру и беспорядочную, локально комковатую и флюидальную текстуру. Обломки представлены кварцем, микроклином, слюдой, микрокварцитами, карбонатными включениями и рудными компонентами.

Проба ПК-19а. Проба представлена аркозовым тонкозернистым песчаником (см. рис. 6, в–е). Преобладающий размер обломков 0.1–0.12 мм, максимальный – 0.25 мм (не более 5% обломков), минимальный – 0.05 мм. Порода имеет псаммитовую структуру и беспорядочную текстуру. Обломочные зерна плохо окатаны (единично – полуокатаны), плотно упакованы и составляют до 90% (локально – 75%) объема породы. Цемент гидрослюдистый, сгустковый (10–25% объема породы), подвержен начальной стадии катагенетических преобразований. Преобладает поровый, локально – базальный тип цементации.

Обломки представлены кварцем (83%), рудным компонентом (10%), плагиоклазом (<2%), кластолитами (в осномном микрокварциты, 4%), акцессорными минералами (преимущественно циркон, <1%). Включения зерен акцессорного циркона отличаются хорошей сохранностью и часто – высокой концентрацией.

Проба ПК-196. Проба представляет мелкозернистый олигомиктовый слабо сцементированный песчаник (песок), состоящий преимущественно из обломков кварца (90%), полевых шпатов и слюд (10%). Обломки плохо и средне окатаны, слабо сцементированы в некоторых комковатых объемах глинистым веществом, легко рассыпаются даже при слабом механическом воздействии.

МЕТОДИКА

Технология выделения зерен детритового циркона

Отобранные для выделения зерен детритового циркона пробы были дезинтегрированы вручную в чугунной ступке. Измельченный материал пропущен через одноразовое капроновое сито с диаметром ячеек 0.25 мм, затем отмучен в проточной водопроводной воде и после просушивания разделен в тяжелой жидкости ГПС-В. Полученная фракция тяжелых (с удельным весом >2.95 г/см³) минералов была подвергнута магнитной сепарации. Из немагнитной части фракции тяжелых минералов зерна детритового циркона были выбраны вручную и имплантированы в эпоксидную шашку Ø = 1'', которая была сошлифована до середины типичного размера зерна и отполирована.

Анализ зерен циркона. Все имплантированные в эпоксидные шашки зерна детритового циркона были исследованы с помощью оптического микроскопа Olympus BX- 43 (Olympus Corporation, Japan) с камерой Lumenera INFINITY ANALYZE (Lumenera Corporation, Canada) и выборочно в катодных лучах на электронном микроскопе TES-CAN VEGA3 LMH с системой энергодисперсионного микроанализа AztecLive Lite Ultim Max 40 (TESCAN, Czechoslovakia). Все зерна — слабо-, средне- и сильно-окатанные кристаллы, неокатанных (сохранились острые вершины) или полностью окатанных (до фактически сферической формы) зерен не зафиксировано (рис. 7).

Редкие зерна сохранили форму правильно оформленных кристаллов, большинство зерен детритового циркона это — части таких кристаллов или зерна, изначально имеющие очень сложное строение, вплоть до бесформенных образований.

Большинство зерен содержат многочисленные включения разной природы. Иногда включения имеют игольчатую форму и наиболее вероятно представляют собой кристаллы апатита. В некоторых зернах можно идентифицировать древние ядра.

U-РЬ ДАТИРОВАНИЕ ЗЕРЕН ДЕТРИТОВОГО ЦИРКОНА

U-Th-Pb изотопное датирование циркона методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) выполнено в Центре коллективного пользования лаборатории химико-аналитических исследований ГИН РАН (г. Москва, Россия). Для лазерного отбора пробы использована система лазерной абляции NWR-213 (Electro Scientific Industries, USA), совмещенная с магнитосекторным ICP масс-спектрометром высокого разрешения Element-2 (Thermo Fisher Scientific, USA).

Непосредственно перед измерением шашки с цирконами промывали в ультразвуковой ванне в 5%-ном растворе HNO₃, затем споласкивали в дистиллированной воде и сушили на воздухе. Перенос испаренного лазером вещества осуществлялся потоком гелия с последующим подмешиванием к нему газифицированного аргона. Для снижения уровня газового фона и повышения стабильности аналитического сигнала применялась



Рис. 6. Микрофотографии шлифов проб, отобранных в пестроцветных брекчиях (пучежская толща). (а)–(б) – проба ПК-19 – песчано-алеврит-глинистый матрикс брекчий; (в)–(е) – проба ПК-19а – обломок аркозовых красноцветных песчаников. Николи: слева – параллельные, справа – скрещенные.

КОЛОДЯЖНЫЙ и др.



Рис. 7. Оптические изображения зерен детритового циркона из проб ПК-19, ПК-19а и ПК-19б. Обозначено: номер анализа (суффикс в обозначении пробы); кратер лазерной абляции (кружок Ø = 25 мкм); возраст (млн лет).

тонкая фильтрация и перемешивание газовых потоков. При проведении изотопного анализа были использованы следующие операционные параметры.

Характеристика проведенных процедур на массспектрометре Element-2:

- измеряемые массы 206, 207, 208, 232 и 238;
- время сканирования пика (sampling time) 3, 4, 2, 2, 2 мс соответственно;

 доля ширины массового пика (mass window) – 8%;

 количество сканирований в массовом пике (samples per peak) – 50;

- количество сканов 800;
- время измерения фонового сигнала 15 с;
- время абляции 30 с;
- мощность RF-генератора 1100 Вт;
- расход подмешиваемого газа (Ar) 0.910 л/мин.

Параметры лазерного (NWR-213) пробоотбора:

- диаметр пятна 25 мк;
- частота 5 Гц;
- плотность излучения 3–5 Дж/см²;
- расход газа-носителя (He) 0.900 л/мин.

Настройка масс-спектрометра состояла в достижении максимальной чувствительности измерения (по сигналу U⁺) и минимального уровня оксидов (по отношению UO⁺/U⁺) путем варьирования некоторых операционных параметров (скорость потоков газа, мощность генератора, положение горелки масс-спектрометра и т.д.).

Калибровка всех изотопных измерений проведена по внешнему стандарту с использованием циркона GJ-1 [35, 47]. Качество всех выполненных анализов было оценено путем последовательного измерения неизвестных образцов и контрольных стандартов циркона 91 500 [61–63] и Plešovice [58]. Для циркона GJ-1, 91500 и Plešovice в ходе измерений получены средневзвешенные оценки возраста ($\pm 2\sigma$) 600.4 \pm 2.4 (n = 95), 1066 \pm 12 (n = 22) и 337 \pm 3 (n = 22) млн лет. Эти значения в пределах ошибки измерения соответствуют аттестованным по изотопному отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U средневзвешенными значениями возраста ($\pm 2\sigma$) 601.9 \pm 0.4, 1063.5 \pm 0.4 и 337.2 \pm 0.1 млн лет, полученными методом CA-ID-TIMS [44].

Обработка первичных аналитических данных выполнена с помощью программ GLITTER [39], Isoplot/Ex [53, 65] и IsoplotR/Ex [59, 66]. Для коррекции на обычный свинец использована программа ComPbCorr [64], теоретические основы коррекции и формулы изложены в [33]. Нарушениям изотопной U—Th—Pb системы зерен циркона даны оценки, исходя из измеренных содержаний изотопов свинца ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb и ²⁰⁸Pb в цирконе и известных соотношений изотопов свинца, которые в программе ComPbCorr [64] приняты как ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 18.7, ²⁰⁷Pb/²⁰⁴Pb = 15.628, ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = = 38.63.

Для характеристики степени дискордантности анализов нами использованы величины D1 и D2, которые рассчитаны по формулам:

D1 = 100% ×
× [возраст(
207
Pb/ 235 U)/возраст(206 Pb/ 238 U) – 1]⁽¹⁾
и

$$D2 = 100\% \times$$
(2)

× $[BO3pact(^{207}Pb/^{206}Pb)/BO3pact(^{206}Pb/^{238}U) - 1].$

Для построения гистограммы и кривой плотности вероятности (КПВ) были использованы результаты анализов (кондиционные датировки), удовлетворяющие следующим условиям:

— — 5% < D1 и D2 < 10%;

 – аналитическая ошибка измерений обеспечивает точность оценки возраста <50 млн лет;

поправка на общий свинец меняет возраст
<20 млн лет.

Для датировок древнее 1 млрд лет, возраст рассчитан по изотопному отношению 207 Pb/ 206 Pb, для датировок моложе 1 млрд лет — по изотопному отношению 206 Pb/ 238 U [36].

РЕЗУЛЬТАТЫ U-РЬ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ

Для U—Pb изотопного датирования по результатам анализа оптических изображений зерен детритового циркона в них были намечены участки диаметром ~25 мкм, свободные от минеральных и других включений, трещин, дефектов и метамиктных зон. В более чем 10% зерен таких областей наметить не удалось. Анализы выполнены для 197 зерен детритового циркона из проб ПК-19, ПК-19а и ПК-19б в следующих количествах (Приложение 1: Табл. S1):

- 71 зерно (ПК-19);
- 80 зерен (ПК-19а);
- 46 зерен (ПК-19б).

Используемая нами для обработки первичных аналитических данных программа GLITTER [39] дает возможность видеть развертку по времени (аналитический сигнал) количества поступающих на детекторы ионов 207 Pb, 206 Pb, 208 Pb, 238 U и 232 Th по мере проникновения луча лазера внутрь исследуемого зерна циркона, т.е. по мере испарения вещества из все более и более глубинных частей зерна. Разные части аналитического сигнала соответствуют разным частям зерна циркона (рис. 8).

Одной из задач нашего исследования было обнаружение возможных нарушений в U–Th–Pb изотопной системе изученных зерен детритового циркона или их частей в результате импактного воздействия.

U—Рb изотопно-геохронологическое изучение циркона из пород, слагающих Воротиловский выступ фундамента в центре Пучеж-Катункского кратера, показало частичную потерю радиогенного свинца в значительной части изученных зерен циркона, произошедшую под воздействием импактного события [17] (рис. 9, а).

Поэтому при анализе аналитического сигнала изученных нами зерен детритового циркона из проб ПК-19, ПК-19а и ПК-19б мы проводили выделение возможных кайм и ядер или разнородных частей в зернах. Для восьми зерен детритового циркона замеры были выполнены в двух точках.

Для большинства U–Pb-изотопных анализов зерен детритового циркона из проб ПК-19, ПК-19а и ПК-19б характерна очень высокая вариабельность аналитической записи.

Запись аналитического сигнала состоит из отдельных фрагментов, для которых характерны заметные, а иногда сильные, различия. Это свидетельствует об изотопной неоднородности изученных частей зерен и существовании разнородных фрагментов в этих зернах и/или наличии микроскопических включений.

Во многих случаях мы получили два, иногда три, а в единичных случаях – даже четыре оценки возраста в одном зерне детритового циркона по различным частям аналитической записи (см. рис. 8). При этом большинство аналитических замеров показали почти идеальный уровень конкордантности полученных возрастных оценок (см. рис. 9, б–е).

Анализ 71-го зерна циркона (проба ПК-19). Проба ПК-19 охарактеризована изотопным анализом 71-го зерна детритового циркона. В 11-ти



Рис. 8. Развертка по времени аналитического сигнала на счетчике числа изотопа 238 U масс-спектрометра при анализе зерна № а78 в пробе ПК-19а с разметкой цветными фонами частей записи, соответствующих оценкам возраста: 264 ± 3 , 287 ± 3 , 322 ± 3 и 361 ± 4 млн лет.

случаях аналитический сигнал позволил получить две оценки возраста для каймы и ядра, — всего получено 82 значения возраста (см. рис. 9, б, в, д).

Из 82-х вычисленных значений возраста 5 датировок оказались некондиционными, — остальные 77 значений были использованы для построения КПВ, на которой проявлены пики 255, 282, 316, 344, 360, 382, 428, 468 млн лет (рис. 10, а).

Зерна циркона из рассматриваемой пробы имеют широкий диапазон возрастов — от 253 до 2710 млн лет, при этом значимый частотный пик формирует только палеозойская (урало—герцинская) популяция (88%) с максимумом 344 млн лет.

Остальные возрасты образуют на КПВ низкое плато в пределах мезопротерозойской части временной (возрастной) шкалы (1026–1684 млн лет (10%)) и только одно зерно циркона имеет архейский возраст (2710 млн лет) (см. рис. 10, а).

Содержания U варьируют от 20 до 902 г/т, Th - от 24 до 1016 г/т, величины отношения Th/U - от 0.42 до 2.35.

Анализ 81-го зерна циркона (проба ПК-19а). Из пробы ПК-19а изучено 81 зерно детритового циркона. Во многих случаях нам удалось получить по два, иногда — по три, в двух случаях — четыре значения возраста по одному аналитическому сигналу, — всего получено 136 значений возраста (см. рис. 9, б, е).

Для ядра зерна № а60 получены очень низкие содержания U = 1.8 г/т и Th = 0.07 г/т, которые дали аномально низкую величину Th/U = 0.04. Эта датировка составила 414 ± 22 млн лет, при D1 = -0.5%, D2 = -2.9%, но из-за большой аналитической ошибки она исключена из дальнейшего рассмотрения.

Для анализа № a26 получены содержания U = = 28 г/т и Th = 492 г/т, которые обусловили аномально высокое значение Th/U = 17.7 (см. рис. 9, ж). Возрастная оценка для этой датировки сильно дискордантная (D1 = 73.1%, D2 = 344.2%) и по этой причине также исключена из дальнейшего рассмотрения.

Всего 129 датировок кондиционны и использованы для построения КПВ, на которой проявлены пики – 267, 290, 321, 345, 364, 382 и 446 млн лет (см. рис. 10, б). Датировки распределены в возрастном диапазоне от 264 до 1971 млн лет, в пределах которого статистически значимые частотные пики во многом аналогичны таковым для пробы ПК-19 (см. рис. 10 а, б).

Доминируют палеозойские датировки (96%), образующие главный частотный пик с максимумом



Рис. 9. Диаграммы U–Th–Pb изотопной системы зерен циркона проб ПК-19, ПК-19а и ПК-19б из Пучеж-Катункского кратера.

(а) – сводная диаграмма с конкордией для всех изученных зерен циркона из пород Воротиловского выступа, (по [17]); (б)–(ж) – результаты изучения зерен детритового циркона из эксплозивных брекчий северо-западной периферической части Пучеж-Катункского кратера; (б) – линия конкордии и эллипсы 95% доверительного интервала измерений ($\pm 1\sigma$) для U–Pb датировок, (в)–(е) – увеличенный фрагмент (б); (ж) – диаграмма вариаций содержаний U и Th в изученных зернах детритового циркона (анализ № 19а-60 (U = 1.8 г/т, Th = 0.07 г/т, Th/U = 0.04) на диаграмме не показан). *1* – слабо-ударно-метаморфизованные плагиогнейсы и амфиболиты, расположенные >3500 м; *2* – умеренно ударно-метаморфизованные гнейсы и граниты, расположенные >3500 м; *3* – интенсивно ударно-метаморфизованные гнейсы из части аутигенной брекчии, расположенной над кровлей цокольного комплекса; *4* – долериты; *5* – зювиты; *6*–*8* – эллипсы измерений (пробы): *6* – ПК-196, *7* – ПК-19а, *8* – ПК-196; *9*–*11* – содержания U и Th (пробы): *9* – ПК-19, *10* – ПК-19а, *11* – ПК-196

364 млн лет, остальные 6 датировок рассеяны в широком интервале возрастов (см. рис. 10, б).

За исключением анализа по ядру зерна № а60, содержание U варьирует от 25 до 902 г/т, Th от 18 до 1164 г/т, Th/U от 0.15 до 2.03 (см. рис. 9, ж).

Более 1/3 всех анализов (50 анализов) показали Th/U > 1, из них семь анализов Th/U > 1.5.

Анализ 46-и зерен циркона (проба ПК-196). Из пробы ПК-196 проанализировано 46 зерен детритового циркона, для которых получено 49 значе-

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2023

ний возраста (см. рис. 9, б, г). Для 5-ти из этих зерен нами вычислено по два значения возраста – для кайм и ядер. Только одно измерение № а49 оказалось сильно дискордантным, с большой аналитической ошибкой (возраст 4752 ± 40 млн лет, D1 = 18.5%, D2 = -6.7%), – это измерение исключено из дальнейшего рассмотрения. Остальные 48 датировок оказались кондиционны и использованы для построения КПВ (см. рис. 10, в). Полученные датировки распределены в возрастном диапазоне от 278 до 3085 млн лет, образуя значимые



Рис. 10. Гистограммы и КПВ распределения U—Pb изотопных возрастов зерен детритового циркона из проб ПК-19, ПК-19а, ПК-19б и верхнепермских песчаников Московской синеклизы, разрез Жуков овраг (по данным [31]). На врезках показан палеозойский интервал возрастов.

(а) – КПВ-проба ПК-19; (б) – КПВ-проба ПК-19а; на врезке дополнительно показаны КПВ возрастов для ядер (линия оранжевым) и оболочек (линия фиолетовым); (в) – КПВ-проба ПК-19б и верхнепермские песчаники Московской синеклизы, разрез Жуков овраг;

1–4: КПВ для: *1* – проб ПК-19, ПК-19а и ПК-19б, *2* – верхнепермских песчаников Московской синеклизы, разрез Жуков овраг, *3* – ядер зерен циркона из пробы ПК-19а, *4* – оболочек зерен циркона из пробы ПК-19а; *5* – гистограммы для проб ПК-19, ПК-19а и ПК-19б пики на гистограмме и КПВ в интервалах возрастов во многом аналогичных таковым, полученным для проб ПК-19 и ПК-19а (см. рис. 10).

Количественное распределение датировок по возрастным интервалам относительно равномерное. Палеозойская популяция, образующая на КПВ частотный пик 347 млн лет, представлена 12-ю датировками. В пределах этой популяции отмечены второстепенные пики имеющие значении – 278, 314, 347, 367, 385 млн лет.

Для неопротерозойского (3 датировки, 583, 936, 958 млн лет) и мезопротерозойского (24 датировки) интервалов возрастной шкалы выявлен ярко выраженный пик со значением 1043 млн лет. По количеству датировок этот пик сопоставим с палеозойскими пиками, выявленными для пробы ПК-196. Остальные экстремумы на КПВ для мезопротерозойской генерации (пики 1165, 1333, 1396, 1466, 1519 млн лет), поддержанные 3–4 датировками, образуют относительно ровное плато. Группа позднепалеопротерозойских датировок представлена 8-ю значениями с частотными пиками 1665, 1692, 1772 млн лет. Только один анализ № а59 показал архейское значение возраста – 3085 ± 10 млн лет (D1 = 0.03%, D2 = -0.03%).

Содержание U варьирует от 37 до 562 г/т, Th – от 31 до 368 г/т, величина Th/U варьирует от 0.26 до 2.28. Для 20-ти анализов получены величины Th/U > 1, из них для 4-х анализов – Th/U > 1.5.

Вариации величин Th/U в зернах детритового циркона

Для анализов зерен детритового циркона из всех трех проб (за исключением ядра зерна № 60 из пробы ПК-19а) содержание U варьирует от 20 до 903 г/т, Th – от 18 до 1164 г/т, а величина Th/U варьирует от 0.15 до 17.7 (см. рис. 9, ж).

Очевидных различий между пробами ПК-19, ПК-19а и ПК-19б по содержаниям U и Th в зернах циркона не зафиксировано, как и закономерностей на диаграммах Th/U vs U–Pb возраст циркона (см. рис. 9, ж).

В 51% анализов зафиксированы величины Th/U от 0.5 до 1.0, которые обычно считаются статистически присущими магматогенному циркону из кремнекислых и средних пород [45, 50, 55] (см. рис. 9, ж).

Одновременно присутствует значительное количество зерен циркона (40%) с более высокими отношениями Th/U > 1, при этом 8% превышают 1.5. Такие значения часто фиксируют в цирконе из меланократовых (мафических) пород и/или пород, которые сформированы в обстановках метаморфизма высоких температур, низких и средних давлений [48, 52, 60].

Один анализ показал значение Th/U < 0.1. Такие низкие значения Th/U считают статистически свойственными метаморфогенным кристаллам циркона.

Было показано, что в цирконе из эклогитов часто фиксируют пониженные (<0.1) величины Th/U, а также пониженные абсолютные содержания Th (3 г/т и ниже) и U (100 г/т и ниже), вместе с другими особенностями содержания редкоземельных элементов [57]. При этом пониженные (<0.1) величины Th/U редко, но фиксируют в цирконе из магматических пород, например, в очень редких (экзотических) породных комплексах ультра низкотемпературных гранитоидов [40].

Таким образом, полученные содержания U и Th в изученных зернах циркона из проб ПК-19, ПК-19а и ПК-19б могут означать, что среди первичных источников их родительских пород широкое распространение имели меланократовые (мафические) породы и/или метаморфические породы высоких температур, низких и средних давлений.

Интерпретация возрастов ядер и оболочек зерен циркона

При изучении зерен детритового циркона из всех трех проб был сделан акцент на определение возрастов для разных частей исследуемых зерен как за счет пробоотбора из разных частей зерен циркона, так и за счет интерпретации разных частей полученного аналитического сигнала (см. рис. 7, см. рис. 8).

Если разные элементы строения изучаемой брекчии были совместно подвержены единовременному внешнему термальному воздействию, которое могло вызвать формирование оболочек одного и того же возраста у зерен детритового циркона, то в этом случае можно ожидать относительно узкий интервал возрастов этих оболочек и мономодальное распределение их датировок на КПВ. Частотный максимум датировок оболочек должен соответствовать возрасту термального события, при этом датировки ядер в изученных зернах циркона могут быть самыми разными.

Полученные нами наборы возрастов, которые интерпретированы как возрасты оболочек, распределены в широком возрастном диапазоне и не образуют мономодального распределения в соответствующих КПВ.

Для наиболее статистически представительного набора возрастов оболочек по пробе ПК-19а, наряду с главным пиком ~321 млн лет, также проявлены второстепенные (~346 млн лет, примерно 2/3 от главного пика) и слабые пики (см. рис. 10, б (врезка)).

Интерпретации единовременного внешнего воздействия на брекчии также не соответствуют несколько анализов, по аналитическому сигналу которых удалось получить более двух возрастов. По аналитическому сигналу № a78 из пробы ПК-19а нами было вычислено четыре значения возраста, значимо различающиеся с учетом ошибки измерения -264 ± 3 , 287 ± 3 , 322 ± 3 и 361 ± 4 млн лет, все с хорошей степенью конкордантности (см. рис. 8).

Если значение 361 млн лет интерпретировать как возраст ядра, а возраст 322 млн лет (соответствующий главному пику на КПВ для оболочек) как возраст оболочки, то тогда более молодые возрасты 264 и 287 млн лет должны быть проинтерпретированы как возрасты еще более молодых оболочек. Это подразумевает более сложную историю этого зерна циркона, чем единовременное внешнее воздействие.

Ни в одном случае, когда были получены древние докембрийские датировки (суммарно по всем трем пробам: неопротерозой — 4, мезопротерозой — 32, палеопротерозой — 13, архей — 2 датировки), не удалось получить второго возрастного значения.

Таким образом, особенности распределения возрастов оболочек и ядер, зафиксированные в зернах детритового циркона из брекчий Пучеж-Катункского кратера, мы объясняем не воздействием импактного события, а происхождением зерен детритового циркона из родительских пород, которые были сформированы в длительно функционирующей почти на протяжении всего палеозоя магматической системе.

В этой системе были проявлены неоднократные магматические активизации, в ходе которых, наряду с генерацией первичных зерен циркона, происходило обрастание более древних зерен без существенного нарушения их U—Pb изотопных систем более молодыми оболочками. Это обычные процессы в магматических камерах длительно существующих вулканических дуг. В частности, такие магматические системы функционировали в палеозойских вулканических дугах, впоследствии вовлеченных в строение эпипалеозойского Уральского орогена.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Возможные источники зерен циркона пестроцветных брекчий пучежской толщи

Пучеж-Катункский кратер вскрывает архейские комплексы кристаллического фундамента, что может вести к предположению об участии этих образований в масштабных эксплозивных выбросах, а в некоторых зернах детритового циркона — о нарушении первичных U—Pb изотопных соотношений в результате сильного импактнотеплового и механо-физического воздействия.

На основе U–Pb изотопно-геохронологического изучения 159-ти зерен циркона из 13-ти образцов амфиболитов и гнейсов различного состава, слагающих Воротиловский выступ фундамента, и прорывающих эти метаморфические образования даек долеритов, а также зювитов (1 образец), было определено, что импактное событие привело к разным степеням нарушения U–Th–Pb изотопной системы в древних кристаллах циркона, обусловленным частичной потерей радиогенного свинца, и выявлено три возрастные группы зерен циркона [17]:

-1-ая группа — кристаллы циркона со значениями ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраста 2492—2556 млн лет и низкой 1—3% дискордантностью составляют 22% изученной совокупности, для кристаллов циркона этой группы характерны выдержанные высокие значения Th/U в среднем ~1.18;

-2-ая группа — кристаллы циркона со значениями ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb возраста 1945—2025 млн лет и относительно низкой <10% (обычно 1—4%) дискордантностью составляют 45% изученной совокупности и преобладают в большинстве проб, включая зювит, величины Th/U в кристаллах циркона этой группы варьируют в широком диапазоне 0.01—0.83, но всегда меньше 1 (в среднем 0.30);

— З-я группа — кристаллы циркона, для которых получены оценки возраста с высокой дискордантностью >10%, составляют 33% изученной совокупности кристаллов, отобранных из интенсивно импактно-метаморфизованных пород величины Th/U в кристаллах циркона этой группы также варьируют в широком диапазоне 0.03— 1.09 (в среднем 0.44).

Ни в одной из изученных нами проб из пучежских брекчий не выявлен циркон с возрастными и Th/U параметрами, соответствующими параметрам циркона 1-ой группы из плагиогнейсов, амфиболитов и долеритов Воротиловского выступа фундамента (см. рис. 9, а, б).

Возрастной интервал 2-ой группы 1.945-2.025 млрд лет, в пределы которого попадает 45% возрастов изученной совокупности кристаллов циркона из пород Воротиловского выступа фундамента, в изученных нами пробах представлен по-разному. В песчано-алеврит-глинистой связующей массе (матриксе) пестроцветных пучежских брекчий пробы ПК-19, а также в олигомиктовых песках (песчаниках) пробы ПК-19б, слагающих в этих брекчиях одну из линз, датировки детритового циркона, попадающие в этот диапазон, отсутствуют (см. рис. 10, а, в). В пробе ПК-19а, отобранной из обломка красноцветного песчаника в пестроцветных пучежских брекчиях, только одна датировка детритового циркона с возрастом 1.977 млрд лет попала в возрастной интервал 1.945-2.025 млрд лет (см. рис. 10, б).

В породах кристаллического фундамента и зювитах Пучеж-Катункской структуры кристаллы циркона 3-ей группы с высоким уровнем дискордантности и признаками планарных внутрикристаллических деформаций составляют 33%.

Однако высокий уровень конкордантности подавляющего большинства полученных датировок зерен детритового циркона из проб ПК-19, ПК-19а и ПК-19б свидетельствует о том, что в исследованных зернах отсутствуют признаки массового интенсивного импактного воздействия на U–Th–Pb изотопную систему (см. рис. 9, б–е).

Таким образом, зерна циркона с возрастными параметрами и заметной степенью дискордантности, характерные для раннедокембрийских метаморфических и магматических комплексов Воротиловского выступа фундамента Восточно-Европейской платформы, а также развитых здесь зювитов, охарактеризованных в [17], среди зерен детритового циркона группы проб ПК-19 не зафиксированы. Это позволяет полагать, что эксплозивный выброс из Пучеж-Катункского кратера, в центре которого экспонирован выступ кристаллического фундамента, имел локальный характер и на расстоянии 40 км от эпицентра взрыва цирконовые метки кристаллических комплексов Воротиловского выступа не обнаружены.

Более того, зерна детритового циркона изученных проб из эксплозивных брекчий не несут признаков массовой нарушенности U–Pb изотопной системы. Это может означать, что импактно-термальное воздействие эксплозии, связанной с Пучеж-Катункским кратером, было проявлено локально только в его центральной части и практически не повлияло на первичные изотопные соотношения в зернах циркона, обнаруженных в краевой части кольцевой террасы Пучеж-Катункского кратера.

При анализе гистограммы и КПВ, характеризующих количественное распределение датировок детритового циркона по возрастным интервалам, выявлен резко преобладающий пик палеозойских (уральско-герцинских) датировок в пробах ПК-19 (матрикс брекчий) и ПК-19а (обломок песчаника в брекчиях) (см. рис. 10 а, б). По отношению к этому пику все остальные группы датировок детритового циркона существенно более слабо представлены.

В пробе ПК-19б (линза песков/песчаников в брекчиях) этот пик также присутствует, но он в значительной степени нивелирован по отношению к другим модам распределения зерен детритового циркона по возрастным группам.

По нашему мнению, рассматриваемая линза песков, охарактеризованная пробой ПК-19б, образовалась в результате многократного перемыва вмещающих пород, обусловившего выравнивание количественных соотношений возрастных популяций зерен детритового циркона. В результате этого перемыва и переотложения резко дифференцированные распределения зерен детритового циркона, зафиксированные в пробах ПК-19 и ПК-19а, приобрели сглаженный вид, обусловленный выравниванием количественных соотношений зерен детритового циркона различного возраста.

Особенности залегания рассматриваемых песков в линзовидной полости брекчий позволяют полагать, что эти пески, возможно, были сформированы в результате циркуляции флюидов/ подземных вод и представляют собой разновидность флюидизатов.

Палеозойский пик (уральский провенанс-сигнал) во всех изученных пробах ПК-19 указывает на местоположение главной питающей провинции в области эпипалеозойского Уральского орогена.

Ранее было отмечено, что резко ломинирующий уральский сигнал в датировках зерен детритового циркона характерен для нижнетриасовых песчаников Московской синеклизы (опорный разрез Жуков овраг) [31]. При этом в верхнепермских песчаниках этого же разреза, помимо уральской. была выявлена сушественная по количеству популяция мезопротерозойских зерен детритового циркона. Это указывает на принципиальное изменение путей транспортировки терригенного материала в Московский бассейн на рубеже перми и триаса [31]. В позднепермское время, наряду с поступлением материала из Уральского орогена (палеозойская популяция зерен детритового циркона), значительная часть материала поступала также со стороны Фенноскандии (мезопротерозойская популяция зерен детритового циркона).

По полученным нами данным в брекчиях Пучеж-Катункского кратера почти отсутствуют архейские зерна, но в Фенноскандии архейские комплексы широко развиты наряду с мезопротерозойскими и палеопротерозойскими.

В позднепермско-раннетриасовое время Уральское герцинское горное сооружение тектонически доминировало в области Восточно-Европейской платформы, а Свеко-Норвежский ороген Фенноскандии к тому времени был эродирован (рис. 11).

Такая палеогеографическая обстановка указывает на направление основного седиментационного потока в Московскую синеклизу со стороны Уральского края Восточно-Европейской платформы, а не со стороны Фенноскандии.

При этом имеющиеся данные о характере распределения возрастов зерен детритового циркона в обломочных породах из толщ, участвующих в строении реликтов Уральского герцинского горного сооружения (терригенные отложения ашинской серии), однозначно указывают на то, что эти толщи определенно могли быть вторичным источником мезопротерозойской популяции зерен детритового циркона.



Рис. 11. Палеогеографическая обстановка в пределах Восточно-Европейской платформы на временном рубеже поздней перми и раннего триаса.

1 — орогены; 2 — области накопления преимущественно красноцветных конгломератов, песчано-глинистых аллювиальных, дельтовых и озерных отложений; 3 — области, в которых позднепермско—раннетриасовые толщи не накапливались или не сохранились; 4 — транс-европейская сутурная зона (TC3); 5 — пути миграции обломочного материала; 6 — Пучеж-Катункский кратер

Было показано, что в песчаниках ашинской серии, распространенной в северных районах южного сегмента Западно-Уральской мегазоны, зерна детритового циркона с мезопротерозойскими возрастами составляют 70% и более от общего количества изученных зерен [11–13].

Это подтверждает, что обломочный материал, снос которого с Уральского герцинского горного

сооружения произошел в поздней перми, мог содержать одновременно уральский провенанссигнал (палеозойские зерна детритового циркона с возрастами 340—360 млн лет) и ашинский провенанс-сигнал (зерна детритового циркона с мезопротерозойскими возрастами).

При этом уральский провенанс-сигнал несет продукты эрозии кристаллических комплексов,

горова-Смирнова (по [40, 67]).					
Проба	Взаимные <i>Р</i> -коэффициенты, рассчитанные с учетом ошибок измерений				
	ПК-19	ПК-19а	ПК-19б	Жуков овраг	
				P ₃	T ₁
ПК-19		0.414	0.000	0.000	0.002
ПК-19а	0.414		0.000	0.000	0.000
ПК-19б	0.000	0.000		0.636	0.001

0.000

0.000

0.636

0.001

Таблица 1. Результаты сопоставления наборов U–Pb возрастов детритового циркона из эксплозивных брекчий кольцевой террасы Пучеж-Катункского кратера и разреза Жуков овраг (по [31]) с использованием теста Колмогорова–Смирнова (по [40, 67]).

Примечание. Выделены (жирный шрифт) значения Р > 0.05.

 P_3

 T_1

Жуков овраг

0.000

0.002

реликты которых в настоящее время представлены в строении Восточно-Уральской мегазоны (Присакмаро-Вознесенская, Тагильская и Магнитогорская зоны, Восточно-Уральское поднятие) и более восточных тектонических единиц, а также краевых аллохтонов (Сакмарская зона и аллохтонная зона Крака [21, 22, 24–28]).

Ашинский провенанс-сигнал привносился материалом, рециклированным из песчаников поздневендской (поздневендско-кембрийской) ашинской серии Башкирского поднятия (север южного сегмента Западно-Уральской мегазоны) и их вещественных и стратиграфических аналогов (сылвицкая серия) среднеуральского сегмента Западно-Уральской мегазоны (см. рис. 1, см. рис. 11).

Смена характера распределений возрастов зерен детритового циркона в раннетриасовых песчаниках разреза Жуков овраг, по сравнению с характером распределений возрастов зерен детритового циркона в верхнепермских песчаниках данного разреза [31], может быть обусловлена незначительными изменениями положения истоков водотоков, берущих начало на участках, расположенных в переделах Уральского герцинского горного сооружения, с различным геологическим строением.

Для сравнения наборов возрастов детритового циркона из пород верхней перми (проба 11) и нижнего триаса (проба 56) опорного разреза Жуков овраг Московской синеклизы [31] и проб ПК-19, ПК-19а и ПК-19б из пучежских брекчий нами использован тест Колмогорова—Смирнова [40]. Применение этого теста показало формальное высокое сходство между пробами ПК-19 и ПК-19а и отличие от пробы ПК-19б, при этом верхнепермский набор возрастов разреза Жуков овраг (проба 11 по [31]), показал высокое сходство с пробой ПК-19б (табл. 1).

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2023

Формальное сходство КПВ проб ПК-19 и ПК-19а и КПВ для нижнетриасовых песчаников разреза Жуков овраг (проба 56 по [31]) позволяет полагать, что в северо-западной части Пучеж-Катункского кратера формирование эксплозивных брекчий происходило в основном за счет разрушения пород нижнего триаса.

0.000

Высокое сходство в тесте Колмогорова-Смирнова пробы ПК-196 (линза переотложенных песчаников/песков) с верхнепермскими породами разреза Жуков овраг (проба 11 по [31]) указывает на то, что обе разновидности этих пород сформированы в результате высокой степени смешения и усреднения обломочного материала седиментационных потоков, содержащих уральский и ашинский провенанс-сигналы.

На основе приведенных данных мы полагаем, что комбинация палеозойского (уральского) и мезопротерозойского (ашинского) провенанссигналов указывает на то, что красноцветные обломочные породы верхней перми и нижнего триаса разреза Жуков овраг, а также исследованного нами северо-западного периферического района Пучеж-Катункского кратера, сложены продуктами эрозии разновозрастных вещественных комплексов Уральского герцинского орогена.

Возраст пестроцветных брекчий пучежской толщи

Нижняя возрастная граница формирования пестроцветных брекчий пучежской толщи определена наличием в них обломков аргиллитов и глин индского яруса нижнего триаса (251–247.7 млн лет), верхняя возрастная граница определена налеганием на эти эксплозивные образования озерных отложений среднеюрского байосс—батского возраста (узольская и ковернинская свиты).

0.000

Ранее было сделано допущение [5], что за время от раннего триаса до средней юры образования цокольного комплекса Пучеж-Катункской структуры испытали денудацию. В результате этого были размыты породы оленекского яруса, а в южной части Пучеж-Катункского кратера – и индские породы нижнего триаса. Из этого следовало, что формирование Пучеж-Катункской астроблемы произошло значительно позже триаса – после завершения денудационных процессов. Однако в этом допущении не учтена возможность проявления син-позднегерцинских (ранний триас) складчатых деформаций в пределах Владимир-Вятской зоны сдвига и связанных с ними быстрых тектоно-эрозионных процессов. предшествовавших импактному событию [10].

Наиболее молодые U–Pb датировки детритового циркона из всех изученных проб (ПК-19, ПК-19а и ПК-19б) – 253 ± 3 , 256 ± 3 и 264 ± 3 млн лет. Средневзвешенное значение этих датировок составляет 258 ± 7 млн лет, что соответствует поздней перми. Эта оценка возраста может быть принята, как нижняя возрастная граница пучежских брекчий.

К—Аг датировки тагамитов и импактного стекла коптогенного комплекса Пучеж-Катункской структуры соответствуют интервалу времени 183—200 млн лет [5].

Современные результаты ⁴⁰Ar/³⁹Ar анализа показали более узкий вероятный интервал времени формирования Пучеж-Катункской структуры в диапазоне 192—196 млн лет (синемюрский век ранней юры) [43].

На основании предположения о вероятном засорении импактных расплавов материалом архейских пород, а кроме того на основании сведений о широком распространении байосских споропыльцевых комплексов в щебенчато-глыбовых брекчиях, брекчированных породах венда и девона, а также в отложениях, перекрывающих коптогенные образования и слагающих остаточную озерную котловину, был принят байосский возраст Пучеж-Катункской структуры. Однако отсутствие надрегиональных катастрофических слоев и массовых вымираний флоры и фауны, соответствующих байосскому времени, ставит под сомнение эту датировку [54].

В результате изучения аллогенных брекчий пучежской толщи мы выявили, что среди них распространены линзовидные включения олигомиктовых песков и слабо сцементированных песчаников (флюидизатов), которые были сформированы в результате активной деятельности флюидов и грунтовых вод, проникавших в толщу коптокластитов вдоль полостей дезинтеграции. Эти процессы происходили после эксплозивного события. Мы полагаем, что попадание байосских споро-пыльцевых комплексов в аллогенные брекчии и подстилающие брекчированные толщи девона и венда произошло в результате циркуляции грунтовых вод в процессе проседания кратера и уплотнения дезинтегрированных коптокластитов. Активная циркуляция вод, сообщавшихся с байосским озером, в подстилающих коптогенных породах привела к прониканию миоспор и широкому распространению соответствующего споропыльцевого комплекса в цокольные образования Пучеж-Катункского кратера.

Палинологические материалы для нижних горизонтов озерных отложений постимпактного кратерного озера (узольская и ковернинская свиты), ранее были датированы байосом—батом. Анализ новых образцов и результаты пересмотра ранее выявленных споро-пыльцевых комплексов позволил рассматривать время формирования узольской и ковернинской свит в интервале от позднесинемюрского до раннеплинсбахского веков ранней юры [43].

При этом были обнаружены не только пресноводные, но и морские полиноформы (*Mendicodinium* spp., морские акритархи *Micrhystridium stellatum, Micrhystridium intromittum* and *Leiosphaeridia* sp.). Определения возраста этого палинокомплекса соответствуют результатам ⁴⁰Ar/³⁹Ar анализов, показывающих возраст импактных расплавов как 192– 196 млн лет (синемюрский век ранней юры) [43].

Формирование Пучеж-Катункской структуры

На основании материалов бурения Воротиловской скважины, пробуренной до глубины 5374 м, и других картировочных скважин [5, 30] были установлены следующие признаки импактного генезиса Пучеж-Катункской структуры:

 морфологическое сходство Пучеж-Катункского кратера с типичными метеоритными ударными воронками на поверхности Луны и Земли;

 многочисленные проявления импактного метаморфизма (стекла плавления, гипербарические модификации кремнезема и углерода (алмазы), конусы разрушения, планарные деформации и диаплектовые изменения минералов, жилы тагамитов, зоны псевдотахилитов), возникающие при импульсных нагрузках свыше 80–100 кБар;

 – развитие специфичных по текстурно-структурным особенностям и химическому составу пород (зювитов и тагамитов);

 – формирование комплексов пород, не имеющих стратиграфических аналогов в пределах всей Восточно-Европейской платформы;

 – затухание с глубиной процессов преобразования пород; отсутствие ксенолитов глубинных пород, что свидетельствует о приповерхностном характере взрыва.

Размер Пучеж-Катункского метеорита достигал 3 км в диаметре.

Максимальные оценки ударного воздействия 45—50 ГПа отмечаются в верхней части ствола Воротиловской скважины и постепенно снижаются к забою скважины (5374 м) до 15—20 ГПа [5].

Результаты нашего изучения U-Th-Pb системы зерен детритового циркона пестроцветных брекчий Пучеж-Катункской структуры позволяют предполагать, что импактное событие, обусловившее формирование этой структуры, сопровождалось незначительным по объему и дистанции разбросом эксплозивного материала. Ударно-термальные преобразования в области Пучеж-Катункского кратера также не распространялись дальше его кольцевой воронки. Пока не выявлен тип этого эксплозивного события, оставившего крупный кратер, но не вызвавшего, ни значительного объемного выброса вещества, ни надрегионального распространения катастрофических слоев и связанных с ними массовых вымираний организмов.

Для Пучеж-Катункской астроблемы предполагается угол соударения с поверхностью Земли 45° [5]. Именно такие средние углы падения метеоритов (метеорит Чиксулуб – 60°) являются наиболее экологически опасными из-за больших объемов твердых выбросов в атмосферу. Менее катастрофические, близкие к касательной углы падения космических тел оставляют после себя удлиненные асимметричные воронки. Пучеж-Катункский кратер почти идеально симметричен.

Субвертикально падающие тела, обладающие сверхкосмической скоростью, способны вызывать глубоко проникающий в земную кору эффект кумулятивного взрыва без значимых выбросов вещества в атмосферу. Но в случае Пучеж-Катункской структуры взрыв был приповерхностным и на глубине 5.3 км его энергетические параметры снижаются почти в три раза, следов металлического вещества в области Пучеж-Катункского кратера не обнаружено.

Известно, что импактные образования Пучеж-Катункского кратера рассматривали и как возможные эксплозивные алмазоносные базальтоиды субвулканического комплекса, среди которых присутствуют покровная (переотложенные брекчии), трубчатая (брекчиево-жерловая) и жильная фации. Эти эндогенно-эксплозивные и вулканотектонические модели формирования Пучеж-Катункской структуры, сопоставляемой с трубкой взрыва, получили развитие в работах [3, 14, 15, 18].

В соответствие с этими моделями включения стекла в зювитах и брекчиях, а также жилы тагамитов были интерпретированы как результат плав-

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2023

ления гранито-гнейсовых пород под воздействием флюидно-газового взрыва. Предполагается, что выброшенные взрывом породы были отброшены обратно в кратер и сформировали переотложенные (аллогенные) брекчии с повышенным содержанием стекла, которые залегают в пределах кольцевого желоба в непосредственной близости к трубчатым диатремам [15].

В работе [29] Пучеж-Катункская структура описана как многофазное образование, формирование которого произошло в интервале от поздней перми до средней юры. Серьезными доводами в пользу этих представлений являются приуроченность Пучеж-Катункской структуры к протяженной зоне тектонических нарушений и длительный период ее развития [1, 2, 7, 8, 10, 15]. Некоторые исследователи рассматривают возможность приповерхностного флюидно-газового (плазменного) взрыва, связанного с дегазацией подкорового вещества в результате верхнекоровых деструктивных процессов [7, 15].

Мощность такого взрыва могла быть велика, а его связь с напряженным сегментом тектонической зоны, в пределах которого локализовались флюидо-газовые скопления (углеводороды (?)) на границе фундамента и экранирующего чехла, закономерна.

Условия транспрессии и быстрой разрядки сжимающих напряжений в зоне сдвига могли сопровождаться адиабатическим сжатием флюидно-газовой смеси, переходу ее в состояние адиабатического горения и детонации.

Подземный характер такой эндогенной, но приповерхностной эксплозии, в случае Пучеж-Катункской структуры, мог привести к локализованному поглощению энергии взрыва верхними слоями земной коры и, как следствие, — отсутствию значительных выбросов вещества в атмосферу, способствующих глобальным катастрофическим событиям.

выводы

Полученные нами результаты изучения U– Th–Pb изотопных систем зерен детритового циркона из эксплозивных пестроцветных брекчий Пучеж-Катункской импактной структуры позволяют сделать следующие выводы.

1. Средневзвешенное значение трех наиболее молодых U–Pb изотопных датировок детритового циркона из связующего матрикса пучежских брекчий составляет 258 ± 7 млн лет, что соответствует поздней перми; мы приняли эту оценку возраста за нижнюю возрастную границу пучежских эксплозивных брекчий.

2. С учетом широкого распространения в пределах Пучеж-Катункской структуры признаков активной циркуляции флюидов (флюидизаты) и грунтовых вод, мы предполагаем, что споропыльцевой комплекс байосского возраста (168— 171 млн лет), имеющий широкое распространение почти по всему разрезу Пучеж-Катункского кратера, является аллогенным и не может быть использован для датирования рассматриваемой астроблемы. По имеющимся геологическим и геохронологическим данным, время формирования Пучеж-Катункского кратера — это интервал от позднего триаса до ранней юры включительно.

3. Разновозрастные и испытавшие неравномерную потерю радиогенного свинца, т.е. в разной степени дискордантные, кристаллы циркона, выявленные в породах Воротиловского выступа и зювитах кольцевой депрессии, среди зерен детритового циркона из пестроцветных брекчий кольцевой террасы Пучеж-Катункского кратера не зафиксированы. Эксплозивный выброс из Пучеж-Катункского кратера, в центре которого экспонирован Воротиловский выступ кристаллического фундамента, имел локальный характер.

4. Отсутствие признаков массовой нарушенности U—Th—Pb изотопной системы в зернах детритового циркона из пестроцветных брекчий, также указывает на локальный характер ударнотермального воздействия эксплозии, практически не повлиявшей на детритовый циркон в породах краевой части кольцевой террасы Пучеж-Катункского кратера.

5. Для зерен детритового циркона из всех проанализированных проб заметных валовых различий по содержаниям U и Th и величинам Th/U в анализах не установлено. В 51% анализов зафиксированы величины Th/U от 0.5 до 1.0, которые статистически присущи магматогенному циркону из кремнекислых и средних пород. Одновременно присутствует существенное количество зерен циркона (40%) с более высокими отношениями Th/U > 1, а 8% превышают 1.5. Полученные нами данные по содержанию U и Th в изученных зернах циркона подтверждают, что среди первичных источников их родительских пород широкое распространение имели меланократовые (мафические) породы, а также метаморфические породы, сформировавшиеся под воздействием высоких температур, низких и средних давлений.

6. Сопоставление наборов возрастов зерен детритового циркона из песчаников опорного разреза Жуков овраг (Московская синеклиза) и изученных нами проб (ПК-19, ПК-19а и ПК-19б) из пестроцветных брекчий пучежской толщи показали, что основная масса пучежских брекчий сформирована за счет переработки пород верхней перми и нижнего триаса, подстилающих эксплозивные образования, без значительного перемешивания с другими комплексами пород.

7. Палеоороген Уралид мы рассматриваем в качестве главного источника сноса для отложе-

ний центральных областей Восточно-Европейской платформы в стратиграфическом интервале близком к рубежу перми и триаса. Отложения формировались в результате высокой степени смешения и усреднения обломочного материала седиментационных потоков, содержащих уральский и ашинский провенанс-сигналы.

Благодарности. Авторы благодарны анонимным рецензентам за полезные комментарии и признательны редактору за тщательное редактирование.

Финансирование. Исследования выполнены в соответствии с планами по темам Гос. заданий ГИН РАН и ИФЗ РАН.

Конфликт интересов. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Валеев Р.Н. Авлакогены Восточно-Европейской платформы. Под ред. М.Д. Мирзоевой М.: Недра, 1978. 152 с.
- 2. Валеев Р.Н. Тектоника Вятско-Камского междуречья. – Под ред. М.Д. Мирзоевой –М.: Недра, 1968. 117 с. (Тр. ГИ Мин.геол. СССР, г. Казань. Вып. 12).
- 3. *Варданянц Л.А.* Трубка взрыва в центральной части Русской платформы // Изв. АН АрмССР. 1961. Т. 14. № 2. С. 57–62.
- Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. – Т.2 – Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС. – Под ред. А.Ф. Морозова – М.: ГЕОКАРТ–ГЕОС, 2010. 400 с.
- Глубокое бурение в Пучеж-Катункской импактной структуре. – Ред. В.Л. Масайтис, Л.А. Певзнер – СПб: ВСЕГЕИ, 1999. 392 с.
- Горецкий Г.И. К познанию природы Пучежско-Балахнинских дислокаций (о проявлениях инъективной тектоники на Русской платформе) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1962. Т. 37. № 5. С. 80–110.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б 1 : 1000000 (н.с.). – Лист О-38 (39). – Киров. – Объяснительная записка. – Гл. ред. В.П. Кириков – СПб: ВСЕГЕИ, 1999. 331 с.
- Кириков И.Г., Кочергина В.А., Хайдарова Д.А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. – М-б 1 : 200000. – Изд. 2-е. – Серия Средневолжская. – Лист О-38-XXVI (Пучеж). – Объяснительная записка. – М.: ВСЕГЕИ (Московск. филиал), 2021. 121с.
- 9. Колодяжный С.Ю. Долгоживущие структурные ансамбли Восточно-Европейской платформы. – Ст. 1. – Тектоника фундамента // Изв. ВУЗов. Сер. Геология и разведка. 2018. № 2. С. 5–13.
- 10. Колодяжный С.Ю. Структурные парагенезы Владимирско-Вятской зоны дислокаций и положение Пучеж-Катункского кратера (Восточно-Европейская платформа) // Геотектоника. 2014. № 2. С. 23–41.

- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В. Пери-Гондванские блоки в структуре южного и юго-восточного обрамления Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. 2021. № 4. С. 3–40.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Меерт Дж. Возраст детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала – подтверждение пространственной сопряженности Уральского края Балтики и Квинслендского края Австралии в Родинии ("Australia Upside Down conception") // Литосфера. 20126. № 4. С. 59–77.
- Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В., Орлов С.Ю., Голованова И.В., Данукалов К.Н., Ипатьева И.С. Первые результаты массового U/Pbизотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала – палеогеографический и палеотектонический аспекты // ДАН. 2012а. Т. 447. № 1. С. 73–79.
- 14. Маракушев А.А., Богатырев О.С., Феногенов А.Н., Панеях Н.А. Формирование Пучеж-Катункской кольцевой структуры на Русской платформе // ДАН. 1993. Т. 328. № 3. С. 361–365.
- Маракушев А.А., Панеях Н.А. Формирование алмазоносных взрывных кольцевых структур // Пространство и Время. 2011. № 2 (4). С. 118–124.
- Масайтис В.Л., Данилин А.Н., Мащак М.С., Райхлин А.И., Селивановская Т.В., Шаденков Е.М. Геология астроблем. – Под ред. В.Г. Чиркова – Л.: Недра, 1980. 231 с.
- Наумов М.В., Ларионов А.Н., Масайтис В. Л., Мащак М.С., Богданова С.В., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н. Изотопное датирование ударно-метаморфизованных пород фундамента центральной части Восточно-Европейской платформы (разрез Воротиловской глубокой скважины) // Региональная геология и металлогения. 2015. № 62. С. 79–90.
- Нечитайло С.К., Веселовская М.М., Скворцова Е.Н. Материалы по геологии Городецко-Ковернинской тектонической зоны. – М.: Гостоптехиздат, 1959. 128 с.
- Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2020. № 2. С. 18-33.
- Песков Е.Г. Пояса взрывных структур ("астроблем") // Геотектоника. 1992. № 5. С. 20–26.
- Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграф-Сервис, 2010. 280 с.
- Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- 23. Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Рудько С.В., Колесникова А.А., Московский Д.В., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Изотопно-геохимические характеристики каменноугольно-триасового магматизма в Причерноморье по результатам изучения зерен детритового циркона из юрских грубообломочных толщ Горного Крыма // Геодинамика

и тектонофизика. 2020. Т. 11. № 3. С. 453–473. https://doi.org/10.5800/GT-2020-11-3-0486

- 24. Руженцев С.В. Краевые офиолитовые аллохтоны (тектоническая природа и структурное положение). – М.: Наука, 1976. 283 с. (Тр. ГИН АН СССР. 1976. Вып. 283).
- 25. Рязанцев А.В., Белова А.А., Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б. Геодинамические обстановки формирования ордовикских и девонских дайковых комплексов офиолитовых разрезов Южного Урала и Мугоджар // Геотектоника. 2012. № 2. С.65–96.
- 26. Рязанцев А.В., Борисенок Д.В., Дубинина С.В., Калинина Е.А., Кузнецов Н.Б., Матвеева Е.А., Аристов В.А. Общая структура Сакмарской зоны Южного Урала в районе Медногорских колчеданных месторождений. — В кн.: Очерки по региональной тектонике Урала, Казахстана и Тянь-Шаня. — Под ред. С.В. Руженцева, К.Е. Дегтярева — М.: Наука, 2005. Т. 1. С. 84—134.
- Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А. Ордовикские комплексы конвергентной окраины в аллохтонах Южного Урала // Геотектоника. 2008. № 5. С. 49–78.
- Рязанцев А.В., Разумовский А.А., Кузнецов Н.Б., Калинина Е.А., Дубинина С.В., Аристов В.А. Геодинамическая природа серпентинитовых меланжей на Южном Урале // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 2007. Т. 82. Вып. 1. С. 32–47.
- Туманов Р.Р. Новые данные о строении Городецко-Ковернинской тектонической зоны. – Мат-лы по геологии востока Русской платформы. – Казань: КазГУ, 1973. Вып. 5. С. 112–125.
- Фирсов Л.В. О метеоритном происхождении Пучеж-Катункского кратера // Геотектоника. 1965. № 2. С. 106–118.
- Чистякова А.В., Веселовский Р.В., Семенова Д.В., Ковач В.П., Адамская Е.В., Фетисова А.М. Стратиграфическая корреляция пермо-триасовых разрезов Московской синеклизы: первые результаты U-Pb-датирования обломочного циркона // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 492. № 1. С. 23–28. https://doi.org/10.31857/S2686739720050060
- Alvarez L.W., Alvarez W., Asaro F., Michel H.V. Extraterrestrial cause for the Cretaceous–Tertiary extinction // Science. 1980. Vol. 208. P. 1095–1108.
- Andersen T. Correction of common lead in U–Pb analysis that do not report ²⁰⁴Pb // Chem. Geol. 2002. Vol. 192. P. 59–79.
- 34. Bralower T.J., Paull C.K., Leckie R.M. The Cretaceous–Tertiary boundary cocktail: Chicxulub impact triggers margin collapse and extensive sediment gravity flows // Geology. 1998. Vol. 26. P. 331–334. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<0331: TCTBCC>2.3.CO;2
- 35. Elhlou S., Belousova E.A., Griffin W.L., Pearson N.J., O'Reily S.Y. Trace element and isotopic composition of GJ-red zircon standard by laser ablation // Geochm. Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. № 18. P. A158.
- Gehrels G. Detrital zircon U–Pb geochronology: Current methods and new opportunities. In: *Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances.* Ed. by C. Bus-

by, A. Azor, (Wiley-Blackwell Publ. NY. USA. 2012). P. 47–62.

- Goderis S., Sato H., Ferrière L., Schmitz B., Burney D., Kaskes P., Vellekoop J., Wittmann A., Schulz T., Chernonozhkin S.M., Claeys P., de Graaff S.J., Déhais T., de Winter N.J., Elfman M., Feignon J.-G., Ishikawa A., Koeberl C., Kristiansson P., Neal C.R., Owens J.D., Schmieder M., Sinnesael M., Vanhaecke F., Van Malderen S.J.M., Bralower T.J., Gulick S.P.S., Kring D.A., Lowery C.M., Morgan J.V., Smit J., Whalen M.T., IODP-ICDP Expedition 364 Scientists. Globally distributed iridium layer preserved within the Chicxulub impact structure // Science Advances. 2021. https://doi.org/10.1126/sciadv.abe3647
- Gorbatschev R., Bogdanova S. Frontiers in the Baltic shield // Precambrian Research. 1993. Vol. 64. P. 3–21. https://doi.org/10.1016/0301-9268(93)90066-B
- 39. Griffin W.L., Powell W.J., Pearson N.J., O'Reilly S.Y. GLITTER: Data reduction software for laser ablation ICP-MS. – In: Laser Ablation ICP-MS in the Earth Sciences: Current Practices and Outstanding Issues. – Ed. by P.J. Sylvester, (Mineral. Assoc. Can. Short Course. 2008. Vol. 40). P. 308–311.
- Guynn J., Gehrels G.E. Comparison of detrital zircon age distributions in the K–S test. – (Univ. of Arizona, Tucson, Arizona Laser Chron. Center, 2010), 16 p.
- 41. *Harrison T.M., Watson E.B., Aikman A.B.* Temperature spectra of zircon crystallization in plutonic rocks // Geology. 2007. Vol. 7. № 35. P.635–638.
- Hildebrand A.R., Penfield G.T., Kring D.A., Pilkington M., Zanoguera A.C., Jacobsen S.B., Boynton W.V. Chicxulub Crater: A possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatán Peninsula, Mexico // Geology. 1991. Vol. 19. № 9. P. 867–871. https://doi.org/10.1130/0091-7613(1991)019<0867: CCAPCT>2.3.CO;2
- Holm-Alwmark S., Alwmark C., Ferrie're L., Lindstrom S., Meier M.M.M., Schersten A., Herrmann M., Masaitis V.L., Mashchak M.S., Naumov M.V., Jourdan F. An Early Jurassic age for the Puchezh-Katunki impact structure (Russia) based on ⁴⁰Ar/³⁹Ar data and palynology // Meteoritics and Planet. Sci. 2019. Vol. 54. P. 1764– 1780.
- 44. Horstwood M.S.A., Kosler J., Gehrels G., Jackson S.E., McLean N.M., Paton Ch., Pearson N.J., Sircombe K., Sylvester P., Vermeesch P., Bowring J.F., Condon D.J., Schoene B. Community-derived standards for LA-ICP-MS U–(Th–)Pb geochronology – uncertainty propagation, age interpretation and data reporting // Geostand. Geoanalyt. Res. 2016. Vol. 40. № 1. P. 311–332.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // Rev. Mineral. Geochem. 2003. Vol. 53. P. 26–62.
- 46. International chronostratigraphic chart. Ed. by K.M. Cohen, D.A.T. Harper, P.L. Gibbard, N. Car, (Int. Commis. Stratigraph., February 2022). URL: www.stratigraphy.org (Accessed February 17, 2022).
- 47. 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 // Chem. Geol. 2004. Vol. 211. P. 47–69.

- 48. *Kaczmarek M.A., Müntener O., Rubatto D.* Trace element chemistry and U–Pb dating of zircons from oceanic gabbros and their relationship with whole rock composition (Lanzo, Italian Alps) // Contrib. Mineral. Petrol. 2008. Vol. 155. № 3. P. 295–312.
- 49. Kevin O. Pope, Kevin H. Baines, Adriana C. Ocampo, Boris A. Ivanov. Energy, volatile production, and climatic effects of the Chicxulub Cretaceous/Tertiary impact // J. Geophys. Res. 1997. Vol. 102. № E9. P. 21645–21664. https://doi.org/10.1029/97JE01743
- Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N., McDonald B. Zircon Th/U ratios in magmatic environs // Lithos. 2015. Vol. 212–215. P. 397-414. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.11.021
- Kuznetsov N.B., Meert J.G., Romanyuk T.V. Ages of the detrital zircons (U/Pb, La-ICP-MS) from Latest Neoproterozoic-Middle Cambrian (?) Asha group and Early Devonian Takaty formation, the south-western Urals: A testing of an Australia-Baltica connection within the Rodinia // Precambrian Research. 2014. Vol. 244. P. 288-305. https://doi.org/10.1016/j.precamres.2013.09.011
- Linnemann U., Ouzegane K., Drareni A., Hofmann M., Becker S., Gartner A., Sagawe A. Sands of West Gondwana: An archive of secular magmatism and plate interactions – a case study from the Cambro–Ordovician section of the Tassili Ouan Ahaggar (Algerian Sahara) using U–Pb-LA-ICP-MS detrital zircon ages // Lithos. 2011. Vol. 123. P. 188–203. https://doi.org/10.1016/j.lithos.2011.010
- 53. *Ludwig K.R.* User's manual for Isoplot 3.75. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. – Berkeley Geochron. Center. Spec. Publ. 2012. № 5. 75 p.
- 54. Palfi J. Did the Puchezh-Katunki impact trigger an extinction? – In: Cratering in Marine Environments and on Ice. – Ed. by H. Dypvik, M. Burchell, P. Claeys, (Springe, Berlin–NY. 2004), pp. 135–148. https://doi.org/10.1007/978-3-662-06423-8_8
- 55. *Rubatto D*. Zircon: The metamorphic mineral // Rev. Mineral. Geochemi. 2017. Vol. 83. № 1. P. 261–295. https://doi.org/10.2138/rmg.2017.83.09
- 56. Schulte P., Alegret L., Arenillas I., Jjosé A. Arz, Barton P.J., Bown P.R., Bralower T.J., Christeson G.L., Claeys P., Willumsen P.S. The Chicxulub asteroid impact and mass extinction at the Cretaceouse Paleogene boundary // Science. 2010. Vol. 327. P. 1214–1218.
- 57. *Skublov S.G., Berezin A.V., Berezhnaya N.G.* General relations in the trace-element composition of zircons from eclogites with implications for the age of eclogites in the Belomorian mobile belt // Petrology. 2012. Vol. 20. № 5. P. 427–449.
- Sláma J., Košler J., Condon D.J., Crowley J.L., Gerdes A., Hanchar J.M., Horstwood M.S.A., Morris G.A., Nasdala L., Norberg N., Schaltegger U., Schoene B., Tubrett M.N., Whitehouse M.J. Plešovice zircon – A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis // Chem. Geol. 2008. Vol. 249. P. 1–35.
- 59. Vermeesch P. Isoplot-R: A free and open toolbox for geochronology // Geosci. Frontiers. 2018. Vol. 9. P. 1479–1493. https://doi.org/10.1016/j.gsf.2018.04.001

- Wanless V.D., Perfit M.R., Ridley W.I., and et al. Volatile abundances and oxygen isotopes in basaltic to dacitic lavas on mid-ocean ridges: the role of assimilation at spreading centers // Chem. Geol. 2011. Vol. 287. P. 54–65.
- 61. Wiedenbeck M., Allen P., Corfu F., Griffin W.L., Meier M., Oberli F., Vonquadt A., Roddick J.C., Speigel W. Three natural zircon standards for U–Th–Pb, Lu–Hf, traceelement and REE analyses // Geostand. Newsletters. 1995. Vol. 19. P. 1–23.
- Wiedenbeck M., Hanchar J.M., Peck W.H., Sylvester P., Valley J., Whitehouse M., Kronz A., Morishita Y., Nasdala L., Fiebig J., Franchi I., Girard J.P., Greenwood R.C., Hinton R., Kita N., Mason P.R.D., Norman M., Ogasawara M., Piccoli R., Rhede D., Satoh H., Schulz-Dobrick B., Skar O., Spicuzza M.J., Terada K., Tindle A., Togashi S., Vennemann T., Xie Q., Zheng Y.F. Further

characterization of the 91500 zircon crystal // Geostand. Geoanalyt. Res. 2004. Vol. 28. P. 9–39.

- Yuan H.-L., Gao S., Dai M.-N., Zong C.-L., Gunther D., Fontaine G.H., Liu X.-M., Diwu C.-R. Simultaneous determinations of U–Pb age, Hf isotopes and trace element compositions of zircon by excimer laser-ablation quadrupole and multiple-collector ICP-MS // Chem. Geol. 2008. Vol. 247. P. 100–118.
- 64. ComPbCorr, http://gemoc.mq.edu.au/comPbcorrect/ practical.htm (Accessed April, 2023).
- 65. Isoplot/Ex, https://www.bgc.org/isoplot (Accessed April, 2023).
- IsoplotR/Ex, https://www.ucl.ac.uk/~ucfbpve/isoplotr/ home/ (Accessed April, 2023).
- 67. K–S Test (2010) (Excel-Based Tools), https://drive.google. com/file/d/0B9ezu34P5h8eLWpNYldGMWp3dEU/ view?resourcekey=0-Z-cda1AkFcarwiwDf-JLfQ (Accessed April, 2023).

The Nature of the Puchezh-Katunki Impact Structure (the Central Part of the East European Platform): Results of the U–Th–Pb Isotope System Study of Detrital Zircons from Explosive Breccias

S. Yu. Kolodyazhny^{*a*}, N. B. Kuznetsov^{*a*}, T. V. Romanyuk^{*b*}, *, A. V. Strashko^{*a*}, E. A. Shalaeva^{*a*}, A. S. Novikova^{*a*}, A. S. Dubenskiy^{*a*}, K. G. Erofeeva^{*a*}, V. S. Sheshukov^{*a*}

^aGeological Institute, Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevsky per., 119107 Moscow, Russia ^bSchmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Science, bld. 10, str. B., Gruzinskaya, 123242 Moscow, Russia *e-mail: t.romanyuk@mail.ru

The Puchezh-Katunki crater is located in the central part of the East European Platform in the area of the Gorky Reservoir, has a diameter of ~80 km and is morphologically expressed by the central uplift of the basement (Vorotilov knoll) and the ring depression surrounding it, on the periphery of which there is a ring terrace. The crater is filled with various coptogenic (explosive (?)) formations - breccias of various types, bodies of suvites and tagamites. The results of studying the U-Th-Pb isotopic system of detrital zircon grains from variegated explosive Puchezh breccias in the northwestern part of the ring terrace (three samples) are presented. The weighted average of the three youngest U-Pb datings of detrital zircon from all studied samples is 258 ± 7 Ma, which corresponds to the Late Permian. We took this dating as the lower age limit of the Puchezh breccias. A comparison of the age sets of detrital zircon grains from the samples studied by us and from (i) crystalline rocks of the Vorotilov knoll and ring depression suvites and (ii) Upper Permian–Lower Triassic sandstones of the Zhukov ravine reference section (Moscow syneclise) was carried out. The absence among the detrital zircon from the Puchezh breccia grains, whose U-Th-Pb isotopic system is comparable with the parameters of zircon from the rocks of the Vorotilov knoll and suvites, indicates the local nature of the Puchezh-Katunki explosion, in which the impact-thermal impact did not affect the detrital zircons in rocks of the marginal part of the annular terrace of the crater. The high similarity of the sets of ages of detrital zircon grains from the lens of redeposited sandstones of the Puchezh breccias and Upper Permian rocks of the Zhukov ravine section indicates that the Puchezh breccias were formed mainly due to the recycling of the Upper Permian-Lower Triassic sequences underlying the explosive formations. We consider the Uralides paleoorogen as the main source for the deposits of the central regions of the East European Platform in the stratigraphic interval close to the Permian-Triassic boundary. The deposits were formed as a result of a high degree of mixing and averaging of clastic material of sedimentary flows containing the Uralian and Asha provenance signals.

Keywords: Puchezh-Katunki crater, explosive Puchezh breccias, detrital zircons, U–Th–Pb age, Permian, Triassic, clastic sources, Epi-Paleozoic Uralian orogene, Vladimir-Vyatka zone

УДК 550:24

ГЕОДИНАМИКА И РАННЕМЕЛОВОЙ МАГМАТИЗМ СЕВЕРНОГО ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОГО ПОЯСА ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)¹

© 2023 г. М. В. Лучицкая^{1,} *, М. В. Герцева², И. В. Сысоев²

¹Геологический институт РАН, д. 7, Пыжевский пер., 119017 Москва, Россия ²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), Московский филиал, д. 32, ул. Тухачевского, 123154 Москва, Россия *e-mail: luchitskaya@ginras.ru Поступила в редакцию 17.05.2023 г. После доработки 28.08.2023 г. Принята к публикации 01.09.2023 г.

В статье представлены новые данные о геологической позиции, U-Pb SIMS возрасте цирконов, петро-геохимическом, Sr-Nd изотопном составе и геодинамической обстановке формирования гранитоидов и вулканитов Северного вулкано-плутонического пояса Верхояно-Колымского складчатой области. Магматические образования данного пояса включают гранитоиды Эликчанского, Куранахского, Бакынского массивов, сложенные эликчанским гранит-гранодиоритовым комплексом, и вулканиты тумусской толщи преимущественно среднего-кислого состава с субвулканическими телами того же состава. Они образуют единую вулкано-плутоническую ассоциацию раннемелового (127-121 млн лет) возраста. Массивы гранитоидов ориентированы в субширотном-северо-западном направлении и дискордантны к основным складчатым и надвиговым структурам. Гранитоиды прорывают и метаморфизуют юрские терригенные и раннемеловые вулканогенные образования тумусской толщи и прорваны более молодыми позднемеловыми субвулканическими образованиями. Гранитоиды Бакынского, Эликчанского и Куранахского массивов сочетают в себе петро-геохимические характеристики гранитов I-, S- и А-типов. Такое разнообразие петро-геохимических типов гранитоидов, а также соотношения петрогенных (Fe₂O₃^{tot}-TiO₂-MgO) и редких элементов (Ba/La–Nb × 5–Yb × 10) в гранитоидах и одновозрастных вулканитах тумусской толщи позволяют относить их к магматитам трансформной окраины или границ скольжения плит. Коллизия Чукотского микроконтинента и Сибирского континента с ранее аккретированным Колымо-Омолонским микроконтинентом в барреме-апте сменилась постколлизионным растяжением и формированием вулкано-плутонической ассоциации Северного вулкано-плутонического пояса. Постколлизионное растяжение происходило в режиме трансформной окраины или границ скольжения плит. Sr-Nd изотопные характеристики гранитоидов всех массивов указывают на то, что в этом процессе взаимодействовали мантийные и коровые источники магм.

Ключевые слова: Северный вулкано-плутонический пояс, Верхояно-Колымская складчатая область, гранитоиды, циркон, вулканиты, геодинамическая обстановка, режим трансформной окраины **DOI:** 10.31857/S0016853X23050053, **EDN:** VPWCCO

введение

Структура Верхояно-Колымской складчатой области была сформирована в результате коллизии Сибирского (Северо-Азиатского) кратона и Колымо-Омолонского микроконтинента (супертеррейна) на рубеже поздней юры—раннего мела [11, 12, 13, 18]. Характерным элементом этой структуры являются пояса гранитных батолитов, среди которых выделяются два крупных батолитовых пояса субмеридионального и субширотного простирания — Главный и Северный батолитовые пояса, — и несколько более мелких линейных поясов гранитоидных плутонов, радиально расходящихся от Главного пояса, объединенных под названием поперечные пояса [16, 18] (рис. 1).

Северный пояс раннемеловых гранитоидных батолитов широтно (70° с.ш.) простирается на ~600 км вдоль северной окраины Колымо-Омолонского супертеррейна (см. рис. 1). Он образует две ветви – северную и южную, расходящиеся в

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi 10.31857/S0016853X23050053 для авторизованных пользователей.



Рис. 1. Схема тектонического районирования Северо-Востока России (по данным [13], с изменениями и дополнениями). *Обозначено*: В – Верхоянский складчато-надвиговый пояс; Ч – Чукотский пояс; ЮА – Южно-Анюйский пояс; К – Корякский пояс; ПА – Пенжинско-Анадырский пояс; ОК – Олюторско-Камчатский. *Кратон*: САК – Северо-Азиатский. *Кратонные террейны*: Ох – Охотский; ОМ – Омолонский. *Супертеррейн*: КО – Колымо-Омолонский. *Складчатая область*: ВК – Верхояно-Колымская. *Вулканические пояса*: УЯВП – Уяндино-Ясачненский, ОЧВП – Охотско-Чукотский; ГП – Главный батолитовый; СП – Северный батолитовый; СВП – Северный вулкано-плутонический.

западном направлении. Гранитоиды и пространственно ассоциирующие с ними одновозрастные раннемеловые вулканиты и субвулканические образования северной ветви были объединены в Северо-Полоусненский вулкано-плутонический пояс [21].

Позднее вулканогенные образования были отнесены к тумусской толще раннемелового (барремского) возраста и вместе с одноименным комплексом субвулканических образований и гранитоидами эликчанского комплекса Бакынского, Куранахского и Эликчанского массивов северной ветви нами рассматриваются как Северный вулкано-плутонический пояс. Вулканиты тумусской толщи ранее относили к образованиям андийской континентальной окраины [1]. Гранитоиды массивов эликчанского комплекса интрудируют смятые в складки юрские терригенные толщи, раннемеловые вулканогенные образования и перекрываются верхними горизонтами апт—позднемеловых эффузивов (рис. 2, рис. 3).

Первые данные абсолютного возраста, полученные К-Аг методом для Северного пояса, имели широкий диапазон — от 190 до 90 млн лет, с максимумом 145–110 млн лет [2, 10, 18]. Аг-Аг методом гранитоиды пояса датируются в 130–123 млн лет [3, 32], а U-Pb SIMS методом – в 140–129 млн лет [25].

Полученные методом Rb–Sr по минеральным изохронам датировки гранитоидов составляют:

 — 132—130 млн лет для Бакынского массива Северного вулкано-плутонического пояса [21]; ЛУЧИЦКАЯ и др.



Рис. 2. Геологическая карта Северного батолитового пояса, Верхояно-Колымская складчатая область, (по данным [4, 8], с изменениями и дополнениями).

Массивы: Б – Бакынский, К – Куранахский, Э – Эликчанский.

1 – четвертичные отложения; 2 – карбонатно-терригенные отложения ордовика; 3 – терригенно-карбонатные отложения силура; 4 – известняки, алевролиты, конглобрекчии нижнего девона; 5 – известняки, известковистые алевролиты и песчаники среднего – верхнего девона; 6 – известняки, кремнистые алевролиты нижнего карбона; 7 – известняки, глинисто-кремнистые сланцы, гравелиты, конгломераты, песчаники, базальты, их туфы верхнего карбона; 8 – кремнистые аргиллиты, фтаниты, пепловые туффиты, известняки перми; 9 – песчаники, алевролиты, аргиллиты верхнего триаса; 10 – туфотерригенные отложения нижней юры и терригенные отложения средней верхней юры; 11 – андезиты, дациты, их туфы, риолиты, туфопесчаники, туфоалевролиты нижнего мела (тумусская толща); 12 – вулканогенные отложения среднего – кислого состава нижнего мела; 13 – андезиты, трахиандезиты, трахиандезибазальты, андезибазальты, трузии): 14 – кварцевые диориты, 15 – гранодиориты, тоналиты; 16 – 17 – омчикандинский комплекс (раннемеловые интрузии): 16 – граниты, граниты; 19 – альбские лейкограниты; 20 – раннемеловые умеренно-щелочные граниты; 21 – позднеюрский гипабиссальный комплекс – штоки и силлы габбро, габбро-диоритов; 22 – 23 – раннемеловые субвулканические породы: 22 – дациты, гранодиорит-порфиры тумусского комплекса, 23 – дацит-порфиры; 24 – позднеюрский сиверские породы: 24 – позднеюрские породы: 24 – позднеють, трахибазальты, андезибазальты, нанезибазальты

– от 140 ± 2 до 115 для Куранахского массива [37];
– от 134 ± 2 до 116 ± 2 для Эликчанского массива [37].

Гранитоиды Северного батолитового пояса имеют широко варьирующий состав от кварцевых диоритов и монцодиоритов до биотитовых гранитов.

Ранее было установлено, что они обладают повышенной щелочностью по сравнению с гранитоидами Главного батолитового пояса, принадлежат к магнетит-ильменитовой феррофации и относятся к магматическим образованиям латитового ряда [15, 20, 21].

В.В. Акинин с соавт. [25] относят их к І-типу гранитов по [28, 29].

Первоначально геодинамическая обстановка формирования гранитоидов Северного батолитового пояса трактовалась как коллизионная, также как и для гранитоидов Главного батолитового пояса, в связи с коллизией северного края Колымо-Омолонского супертеррейна и Северо-Азиатского кратона. Однако более молодой возраст гранитоидов Северного пояса и их геохимическая специфика позволили предполагать их связь с самостоятельным тектоническим событием и надсубдукционную природу пояса [18, 25, 32].

Магматические образования северной ветви пояса также рассматривались как окраинно-континентальная ассоциация с формированием гранитоидных плутонов в условиях растяжения и поступления тепла, летучих компонентов от поднимающихся глубинных мантийных магм [21]. Было выделено несколько стадий гранитоидного магматизма и вулканизма кислого и основного состава в обстановке корового растяжения и рифтинга и правосдвиговой зоны или трансформного разлома [25, 36].

Целью статьи является анализ новых данных U–Pb SIMS датирования, петро-геохимического и Sr–Nd изотопного состава гранитоидов и вулканитов Северного вулкано-плутонического пояса для установления их геохимической типизации, принадлежности к единому этапу формирования и геодинамической природы Северного вулкано-плутонического пояса.



Рис. 3. Геологическая карта Эликчанского и Куранахского массивов (по данным [1], с изменениями и дополнениями). Массивы: Э – Эликчанский; К – Куранахский.

1 – четвертичные отложения; 2 – известняки, доломиты, известковистые аргиллиты, гравелиты, конгломераты среднего девона; 3 – базальты, их туфы и лавобрекчии, туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, кремнистые аргиллиты, фтаниты, известняки верхнего карбона; 4 – кремнистые аргиллиты, фтаниты, известняки верхнего карбона; 4 – кремнистые аргиллиты, фтаниты, известняки верхнего карбона; 7 – средней ергиллиты, фтаниты, известняки верхнего карбона; 7 – средней ергиллиты, фтаниты, известняки верхнего карбона; 6 – 7 – туфогенно-терригенные отложения: 6 – нижней – средней юры; 7 – средней ергилиты, дациты, их туфы, риолиты, туфопесчаники, туфоалевролиты верхнего мела (тумусская толща); 10 – риолиты, риодациты, трахириолиты, трахириолиты, их туфы и кластолавы нижнего мела; 11 – позднекаменноугольное габбро; 12–15 – раннемеловые интрузивные комплексы: 12 – арга-эмнекенский (кварцевые диориты, гранодиориты, тоналиты), 13 – омчикандинский (граниты), 14 – эликчанский: а – гранодиориты 1-ой фазы, 6 – аплитовидные и пегматоидные граниты 2-ой фазы; 15 – раннемеловые субвулканические образования: а – андезиты, дациты, 6 – вулканические брекчии кислого состава, в – риолиты, риодациты; 16 – ранлемеловые дайки: а – гранит-порфиров, 6 – базальтов, в – кварцевых монцонитов, гов, е – кварцевых диоритов; 17 – разломы; 18 – шарьяжи; 19 – надвиги

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Северный вулкано-плутонический пояс образует северо-западную ветвь Северного батолитового пояса (см. рис. 1, см. рис. 2).

Магматические образования Северного вулкано-плутонического пояса представлены эликчанским гранит-гранодиоритовым плутоническим комплексом, тумусским дацит-андезитовым субвулканическим комплексом и вулканитами тумусской толщи. Вместе они образуют единую раннемеловую вулкано-плутоническую ассоциацию.

Породы эликчанского комплекса полностью слагают петротипический Эликчанский гранитоидный массив, восточную часть Куранахского (Нюльку) и западную часть Бакынского массивов. Массивы ориентированы в субширотномсеверо-западном направлении, дискордантно к основным складчатым и надвиговым структурам, и маркируют зону крупного разрывного нарушения в осевой части Северного вулкано-плутонического пояса (см. рис. 2).

Гранитоиды массивов прорывают и метаморфизуют юрские терригенные и раннемеловые вулканогенные образования (тумусская толща) и прорваны более молодыми позднемеловыми субвулканическими образованиями. В магнитном поле интрузивы выражены положительными аномалиями интенсивностью до 900—1000 нТл, что позволяет отличать их от немагнитных гранитои-



Рис. 4. Карта аномального магнитного поля (Δ Та). Контуры (линии черным) массивов: Б – Бакынский; К – Куранахский; Э – Эликчанский.

дов раннемелового (готерив-баррем) омчикандинского комплекса [4, 8] (рис. 4).

Гранитоиды массивов с положительными аномалиями имеют содержания магнетита до 3—7 кг/т.

Эликчанский массив имеет площадь ~ 280 км^2 и представляет собой вытянутое в северо-западном направлении плитообразное тело, возможно, лакколитообразное, протяженностью ~40 км и шириной от 2–3 до 7–9 км (см. рис. 2, см. рис. 3).

Контакты массива из-за его слабой эродированности имеют сложную, изрезанную форму и погружаются под вмещающие породы под углами от ∟10°-30° до ∟40°-60°. По геофизическим данным, северный и западный контакты относительно крутопадающие, юго-западный – более пологий [4].

Апикальная поверхность массива неровная, с многочисленными провесами и выступами. В восточной части интрузива, где фиксируется ее пологое погружение, наблюдаются многочисленные останцы кровли, сложенные вулканитами тумусской толщи. Южный контакт массива на значительном протяжении сорван разрывным нарушением северо-западного простирания, по которому гранитоиды контактируют с эффузивами тумусской толщи (см. рис. 3). Глубина эрозионного среза не превышает 200–300 м. Ширина ореола контактово-метаморфизованных пород в северном и западном контакте составляет 700–900 м, в южном и юго-западном – до 2–2.5 км, в восточной части интрузива – до 5–6 км.

Эликчанский массив сложен преимущественно гранодиоритами, граниты распространены только в западной части интрузива и вдоль его южного контакта. На отдельных, небольших по площади участках среди гранодиоритов распространены граносиениты и кварцевые монцодиориты. Все перечисленные разности относятся к породам первой фазы. В восточном, северо-восточном и северо-западном экзоконтактах Эликчанского массива наблюдаются небольшие (до 2– 2.5 км²) тела, являющиеся его сателлитами и сложенные теми же гранодиоритами и граносиенитами.

Куранахский массив, площадью 300 км², расположен северо-западнее Эликчанского, восточная часть имеет близкую к изометричной форму в плане, западная вытянута в субширотном направлении (см. рис. 2, см. рис. 3).

В северо-западной части массив резко сужается и приобретает плитообразную форму, с общим наклоном в южном направлении. Контактовые поверхности интрузива погружаются под вмещающие породы под углами от ∟20°-45° до ∟60°-80°, юго-западный контакт более пологий, чем северный и восточный. Глубина эрозионного среза меняется от 300-500 до 700 м, достигая максимальных значений в центральной части интрузива. Апикальная поверхность массива неровная, сохранились останцы кровли, представленные ороговикованными терригенными породами юрского возраста, а в западной части – андезитами тумусской толщи. Ширина ореола контактовометаморфизованных пород в северном и северовосточном контакте достигает 500-700 м, в восточном, южном и юго-западном -1-1.5 км.

Восточная бо́льшая часть массива сложена гранодиоритами и гранитами первой фазы эликчанского комплекса, распространенными примерно в равном количестве и связанными постепенными переходами. Как и в Эликчанском массиве, среди гранодиоритов на небольших по площади участках наблюдаются гибридные граносиениты и кварцевые монцодиориты. В западной части



Рис. 5. Геологическая карта Бакынского массива.

1 — песчаники, реже алевролиты, аргиллиты средней юры; 2–4 — алевролиты, аргиллиты, песчаники: 2 — среднейверхней юры, 3 — верхней юры, 4 — верхней юры—нижнего мела; 5 — андезиты, дациты, их туфы, риолиты, туфопесчаники, туфоалевролиты нижнего мела (тумусская толща); 6–7 — раннемеловые интрузивные комплексы: 6 — эликчанский (гранодиориты), 7 — омчикандинский (граниты, лейкограниты); 8 — субвулканические трахириолит-порфиры; 9–10 — раннемеловые дайки: 9 — гранодиорит- и гранит-порфиров, 10 — диорит-порфиритов; 11 — надвиги

массива распространены лейкограниты и граниты омчикандинского комплекса, которые по данным [4] относятся к гранитоидам Главного батолитового пояса.

Породы Эликчанского и Куранахского массивов рассечены жилами аплитов и дайками гранодиорит-порфиров, относящимися к породам второй фазы. Аплиты распространены в незначительном количестве в апикальных частях массивов, имеют мощность до 0.2 м и протяженность от первых метров до первых десятков метров. Дайки гранодиорит-порфиров имеют субширотную ориентировку, мощность первые метры и протяженность до 50–100 м. В гранитах юго-западной и юго-восточной части Куранахского массива пегматиты кварц-полевошпатового состава образуют единичные небольшие (первые метры) жильные и гнездовидные тела.

Бакынский массив, площадью ~ 630 кm^2 , имеет протяженность в северо-восточном направлении ~ 65 км при ширине от 5–7 до 15–20 км (см. рис. 2, рис. 5).

Бакынский массив представляет собой сложной неправильно-вытянутой или округло-изометрнчной формы тело с пологими (∟15°-30°) контактами, погружающимися в сторону вмещающих пород [9]. Породы эликчанского комплекса распространены в его большей западной части и представлены биотитовыми, амфибол-биотитовыми гранитами и гранодиоритами, переходящими в эндоконтактах в кварцевые диориты. Восточная оконечность массива сложена лейкогранитами омчикандинского комплекса.

В.А. Трунилина с соавт. [21] определили, что в этой части массива преобладают двуслюдяные метасоматические граниты.

Возраст гранитоидов всех массивов раннемеловой, как на основании геологических соотношений, так и по геохронологическим данным. Более ранние определения К—Аг методом по валовому составу пород составляли 142—110 млн лет с максимумом в интервале 130—127 млн лет [4]. Полученные нами оценки возраста по циркону U—Pb SIMS методом находятся в интервале 121— 125 млн лет.

Субвулканические образования тумусского комплекса представлены телами андезитов и дацитов. Они тесно ассоциируют с покровными вулканитами тумусской толщи и образуют неправильноизометричные куполовидные тела площадью до 2 км² с крутопадающими контактами в сторону вмещающих пород. В их центральных частях наблюдаются породы с резко выраженной порфи-

ровой структурой, на периферии — стекловатые их разности и мелкообломочные лавобрекчии с ксенолитами вмещающих пород. Кроме того, встречаются дайки андезитов субширотного или северо-западного простирания и небольшие изометричные субвулканические тела (0.025 км²) кварцевых диоритов в поле выходов тумусской толщи. Мощность даек составляет первые метры, протяженность не превышает 300–500 м, залегание, по-видимому, субвертикальное.

Тумусская вулканогенная толща распространена на небольших по площади участках в западном, южном и восточном обрамлении Эликчанского массива и на юго-востоке Бакынского массива (см. рис. 3). Толща сложена андезитами, дацитами, андезидацитами, их туфами и лавобрекчиями, в подчиненном количестве в ее составе на разных уровнях присутствуют маломощные покровы риолитов, риодацитов и андезибазальтов. Она горизонтально или пологонаклонно (под углами от ∟15° до 20°) перекрывает дислоцированные отложения позднекаменноугольного и юрского возраста. В базальных частях толщи залегают конгломераты с галькой (до 10–12 см) нижне-среднеюрских песчаников, алевролитов, аргиллитов и пепловых туфов. Образования толщи контактово-метаморфизованы гранитоидами Эликчанского массива.

Тумусская толща характеризуется значительной фациальной изменчивостью. В западном обрамлении Эликчанского массива в ее составе преобладают эффузивные лавовые фации, в восточном — до 50% ее объема составляют пирокластические образования, а в южном она сложена преимущественно терригенными породами конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами.

Относительный возраст толщи определяется ее несогласным залеганием на дислоцированных юрских отложениях, контактово-метаморфическими ее преобразованиями, связанными с внедрением гранитоидов эликчанского комплекса, имеющих баррем-аптский возраст, а также несогласным залеганием на ее образованиях более молодой толщи альбского возраста. Более ранние геохронологические определения К-Аг методом по валовому составу пород по фондовым данным разных авторов составляют $126-106 \pm 5$ и 66 ± 5 млн лет [4]. Определение возраста U–Pb методом по циркону составляет 127 ± 1 млн лет, что отвечает барремскому веку раннемеловой эпохи.

Раннемеловой (барремский) возраст субвулканических тел тумусского комплекса условно определен нами по аналогии с покровными вулканитами тумусской толщи.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Выделение монофраций акцессорных цирконов проводилось с использованием стандартных методик плотностной и магнитной сепарации. U–Th–Pb датирование цирконов выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II (Australian Science Innovations, Canberra, Australia) в Центре изотопных исследований ФГБУ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия) по стандартной методике (аналитик А.Н. Ларионов) [33].

Анализ породообразующих элементов и элементов-примесей осуществлялся в аккредитованной Центральной лаборатории ФГБУ ВСЕГЕИ.

Породообразующие элементы определялись методом рентгено-спектрального флуоресцентного анализа с использованием рентгеновского спектрометра ARL 9800 (Thermo Fisher Scientific SARL, Écublens, Switzerland), по методике "Определение содержаний основных петрогенных элементов и некоторых микроэлементов в горных породах, почвах, донных и рыхлых отложениях из прессованных таблеток тонкоизмельченного исходного материала проб рентгеноспектральным флуоресцентным методом", МП ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия) № 14/2010, III категория точности.

Анализ элементов-примесей проводился методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой на квадрупольном масс-спектрометре ELAN-DRC-е (Perkin Elmer, USA).

Изотопный состав Sr и Nd был определен в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург, Россия) (аналитик Б.В. Беляцкий) на термоионизационном масс-спектрометре TRITON (Thermo Fisher Scientific, Waltham, Massachusetts, USA). Средняя точность анализов составляла 0.002% (2 σ) для изотопного отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr и 0.005% (2 σ) для отношения ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd. Расчет концентраций методом изотопного разбавления и отношений ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr и ¹⁴⁷Sm/¹⁴⁴Nd производился в программе Excel2003 [41]. Ошибка измерения концентраций составлялет 1%.

Состав биотитов определен на электронном микроскопе Tescan Vega-3 (Tescan, Brno, Czech Republic) с микрозондовой приставкой Aztec при ускоряющем напряжении 20 Кv и силе тока 30 пА в Геологическом Институте РАН (г. Москва, Россия) (аналитик Н.В. Горькова).

В качестве эталонов использовались стандартные образцы минералов, предоставленные фирмой Tescan (Brno, Czech Republic). Точность анализов составляла ± 2.5 отн. % при содержании компонента 10–100 мас. %, ± 7 отн. % при содержании компонента 2–10 мас. %, ± 12 отн. % при содержании компонента 1–2 мас. %, ± 22 отн. % при содержании компонента менее 1 мас. %.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Гранитоиды

Гранодиориты первой фазы Эликчанского и Куранахского массивов имеют порфировидную гипидиоморфнозернистую структуру, состоящую из:

идиоморфного таблитчатого плагиоклаза (30–50%);

призматического амфибола (5–10%);

– пластинок биотита (10–15%);

призматических зерен моноклинного пироксена (5%) промежутки между которыми выполнены ксеноморфными калиевым полевым шпатом (10–25%) и кварцем (15–25%).

Вкрапленники представлены плагиоклазом или калиевым полевым шпатом. Плагиоклаз зональный, соответствует олигоклазу-андезину № 27–37. Калиевый полевой шпат нерешетчатый, с нитевидными пертитами замещения. Амфибол представлен зеленой или буровато-зеленой роговой обманкой, содержит реликты моноклинного пироксена и замещается актинолитом, хлоритом или биотитом. Биотит пластинчатый, темно-коричневый, с плеохроизмом до светло-коричневато-желтого. Вдоль границ калиевого полевого шпата и плагиоклаза в плагиоклазе наблюдаются мирмекиты. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, сфеном, магнетитом.

Граниты также имеют порфировидную гипидиоморфнозернистую структуру, реже пегматоидную, отличаются большим количеством кварца и калиевого полевого шпата, меньшим количеством амфибола и биотита, с преобладанием последнего и отсутствием пироксена.

Гранодиорит-порфиры второй фазы Эликчанского и Куранахского массивов имеют порфировую структуру с вкрапленниками (30–50%) плагиоклаза, биотита, амфибола, пертитового калиевого полевого шпата и моноклинного пироксена. Структура основной массы аллотриоморфнозернистая или мелко-микрозернистая, сложенная кварцем, плагиоклазом, мелкими пластинками биотита. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, ильменитом.

Аплитовидные граниты второй фазы обладают мелкозернистой аллотриоморфнозернистой структурой и состоят из кварца, плагиоклаза и калиевого полевого шпата примерно в равных количествах, игольчатый биотит хлоритизированный составляет 1–2%.

Граниты Бакынского массива представлены биотитовыми и биотит-амфиболовыми разностями. Они обладают гипидиоморфнозернистой, реже порфировидной структурой и сложены:

- кварцем (25-35%);

- плагиоклазом (20–35%);
- калиевым полевым шпатом (30-45%);
- биотитом, амфиболом (5-7%).

Акцесорные минералы представлены цирконом, ортитом, сфеном, апатитом, арсенопиритом, ильменитом и марганцевым ильменитом.

Тумусская толща

Андезиты и андезидациты — различающиеся преимущественно по химическому составу порфировые породы с пилотакситовой и гиалопилитовой структурой основной массы. Вкрапленники (от 10–15 до 25–30%) представлены андезином, обыкновенной роговой обманкой и биотитом. Темноцветные минералы как правило опацитизированы.

Дациты – порфировые породы с вкрапленниками (до 30–35%) плагиоклаза, реже – амфибола, биотита и кварца, иногда калиевого полевого шпата и пироксена. Основная масса гиалопилитовая, иногда пилотакситовая, нередко стекловатая, частично раскристаллизованная в кварц-полевошпатовый фельзитовый и микрофельзитовый агрегат. Иногда наблюдаются их плагиофировые разности, в которых фенокристаллы представлены плагиоклазом и единичными пластинками биотита.

В риолитах и риодацитах вкрапленники (25%) представлены плагиоклазом, кварцем, редко – калиевым полевым шпатом. Основная масса кварц-полевошпатовая с фельзитовой и микрофельзитовой, реже микроаллотриоморфнозернистой структурой, неравномерно раскристаллизованная.

Субвулканические тела тумусского комплекса

Кварцевые диориты — микрозернистые породы с призматическизернистой, участками субофитовой структурой, состоят из плагиоклаза (50— 55%), ромбического пироксена (гиперстена), по которому развиваются бурые биотит и амфибол (ортопироксен + амфибол + биотит 25–30%). Интерстиции выполнены кварцем (10%) и агрегатом хлорита и биотита (10%).

Дациты имеют порфировую структуру с вкрапленниками (25–30%) плагиоклаза, кварца, биотита, амфибола, иногда пироксена. Кварц фенокристаллов часто оплавленный. Основная масса микроаллотриоморфнозернистая или фельзитовая, неравномерно раскристаллизованная, состоит из изометричных зерен плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и редких пластинок биотита. Акцессорные минералы представлены ильменитом и апатитом.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Th-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Цирконы выделены из 2 образцов биотитовых гранитов Бакынского массива, двух образцов гранодиоритов и гранодиорит-порфиров первой фазы Эликчанского массива, 2 образцов гранодиорита первой фазы и гранита второй фазы Куранахского массива и 1 образца дацита из вулканического покрова тумусской толщи. Результаты анализов приведены в Supplement 1: табл. S1.

На микрофотографиях кристаллов циркона из гранитоидов всех массивов, выполненных в режиме катодолюминесценции, видно, что они обладают коротко- и длиннопризматическим габитусом, размеры кристаллов составляют 150–400 мкм (Кудл = 1.8-5.7), в них отсутствуют унаследованные ядра. Последнее в отдельных случаях подтверждается одинаковыми оценками возраста в ядрах и на периферии кристаллов. Цирконы характеризуются хорошо выраженной осцилляторной зональностью, а величина Th/U отношения изменяется от 0.30 до 1.86 (см. табл. 1), что свойственно цирконам магматического генезиса (рис. 6, см. Suppl. 1: Tabl. S1).

Конкордатные возрасты цирконов составляют (см. рис. 6, а–д, см. табл. 1):

— 121 \pm 1 млн лет из биотитовых гранитов (обр. №№ 1, 14) Бакынского массива;

 – 124 ± 1 млн лет из гранодиоритов (обр. № 5125/1)1-ой фазы Эликчанского массива;

 – 125 ± 1 млн лет из гранодиорит-порфиров (обр. № 5132) 1-ой фазы Эликчанского массива;

— 124 ± 2 млн лет из гранитов (обр. № 5232-3)
2-ой фазы Куранахского массива.

Верхнее пересечение дискордии для цирконов из гранодиорита первой фазы (обр. №ДН-1017) Куранахского массива дает 125 ± 1 млн лет (см. рис. 6, е; см. Suppl. 1: Tabl. S1).

Кристаллы циркона из дацитов тумусской толщи имеют коротко- и длиннопризматический габитус, размеры кристаллов составляют 200–400 мкм (Кудл = 2.3–4.0). Они характеризуются хорошо выраженной осциляторной зональностью и отсутствием унаследованных ядер (рис. 7, а).

Величина Th/U отношения варьирует от 0.36 до 1.22, указывая на магматический генезис цирконов (см. Suppl. 1: Tabl. S1).

Конкордатный возраст циркона из образца \mathbb{N} ДН-6006-13, рассчитанный по 10 точкам, составляет 127 ± 1 млн лет (рис. 7, 6; см. Suppl. 1: Tabl. S1).

Полученные оценки возраста для гранитоидов всех массивов и дацитов тумусской толщи рассматриваются как возрасты кристаллизации циркона и отражают возраст пород:

– рубеж баррема-апта и апт для гранитоидов;

- баррем для дацитов тумусской толщи.

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГРАНИТОИДОВ, СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ И ВУЛКАНИТОВ ТУМУССКОЙ ТОЛЩИ

Данные по главным и редким элементам в гранитоидах, субвулканических образованиях и вулканитах Северного вулкано-плутонического пояса представлены в Suppl. 1: Tabs. S2, S3.

Гранитоиды Эликчанского, Куранахского и Бакынского массивов

Данные гранитоды характеризуются содержаниями SiO₂ 58.90–76.10, 63.59–75.20, 66.00–79.00 и суммы щелочей Na₂O + K₂O 6.21–8.92, 5.65–8.19, 7.35–8.84 мас. % соответственно. На диаграмме TAS гранитоиды Эликчанского массива относятся к породам как нормальной, так и умеренной щелочности – гранодиоритам, гранитам, граносиенитам, умеренно-щелочным гранитам, умеренно-щелочным лейкогранитак; в небольшом количестве присутствуют монцониты (рис. 8, а).

Гранитоиды Куранахского массива преимущественно соответствуют породам нормальной щелочности — гранодиоритам, гранитам, лейкогранитам, в меньшей степени — граносиенитам, умеренно-щелочным гранитам; гранитоиды Бакынского массива — умеренно-щелочным гранитам и лейкогранитам (см. рис. 8, а).

По соотношению K_2O и SiO₂ гранитоиды всех массивов относятся к высоко-калиевой известково-щелочной серии. Отношение Na₂O/K₂O в гранитоидах Эликчанского, Куранахского, Бакынского массивов находится в интервале 0.45–0.88, 0.66–0.90 и 0.45–0.65 соответственно. В отдельных образцах гранитоидов Эликчанского массива Na₂O преобладает над K₂O.

Согласно классификации Б.Р. Фроста с соавт. [29] гранитоиды Эликчанского и Куранахского массивов относятся преимущественно к магнезиальным (Fe* = 0.55-0.80), известковым и известково-щелочным образованиям, характеризуются как пониженной, так и повышенной глиноземистостью (ASI = 0.92-1.20) (рис. 9, a-B).

Граниты Бакынского массива отличаются более высокой железистостью (Fe^{*} = 0.80-0.94), относятся к известково-щелочным и щелочно-известковым образованиям, для них характерна умеренная глиноземистость (ASI = 1.06-1.18) (см. рис. 9, a-B).

Редкоэлементный состав гранитоидов Эликчанского и Куранахского массивов характеризуется (см. Suppl. 1: Tabl. 2):

умеренными-высокими содержаниями Zr (110-419 г/т);

– повышенными Nb (12.3–26.1 г/т), Rb (89.8– 224 г/т);

- высокими Sr (250-810 г/т) и Ba (387-1270 г/т);



Рис. 6. Диаграммы с конкордией (U–Pb SIMS) и микрофотографии цирконов в режиме катодолюминисценции. (а)–(б) – для биотитовых гранитов (обр. № 1, № 14) Бакынского массива; (в)–(г) – для гранодиорит-порфира и гранодиорита 1-ой фазы (обр. № 5125-1, № 5132) Эликчанского массива; (д)–(е) – для гранодиорита 1-ой фазы, пегматоидного гранита 2-ой фазы (№ DH-1017, обр. № 5132-3), Куранахского массива.



Рис. 7. (а) Диаграмма с конкордией (U–Pb SIMS) и (б) микрофотографии цирконов в режиме катодолюминисценции для дацитов из покровов тумусского комплекса (обр. № ДН-6006-13).

– повышенными Cr (17.2–79.1 г/т) и V (22.6– 127 г/т);

- умеренными Y (12.7-30.9 г/т);

 высокими суммарными содержаниями редкоземельных элементов (РЗЭ) (143–375 г/т). Граниты Бакынского массива отличаются:

– более высокими содержаниями Rb (203–309 г/т);

– более низкими Sr (61.1–228 г/т), Ba (147–731 г/т), Cr (1.28–9.24 г/т) и V (3.62–35.8 г/т).



Рис. 8. (а) Диаграммы TAS [23] для гранитоидов Эликчанского, Куранахского и Бакынского массивов и (б) вулканитов и даек тумусского комплекса Северного вулкано-плутонического пояса. Поля составов на диаграммах:

(a) — 1 — низкощелочные габбро, 2 — низкощелочные габбро-диориты, 3 — кварцевые диориты, 4 — гранодиориты, 5 — граниты, 6 — лейкограниты, 7 — монцодиориты, 8 — монцониты, 9 — граносиениты, 10 — умеренно-щелочные граниты, 11 — умеренно-щелочные лейкограниты; (б) — 1 — низкощелочные дациты, 2 — низкощелочные риодациты, 3 — низкощелочные риолиты, 4 — андезиты, 5 — дациты, 6 — риодациты, 7 — риолиты, 8 — трахиандезибазальты, 9 — трахиандезиты, 10 — трахидациты, 11 — трахириодациты, 12 — трахириолиты.

1–2– гранитоиды Эликчанского массива: 1–1-ой фазы, 2– даек 2-ой фазы; 3, 4– гранитоиды Куранахского массива: 3–1-ой фазы, 4– даек 2–ой фазы; 5– граниты, лейкограниты Бакынского массива; 6–9– поля гранитоидов массивов: 6– Эликчанскогоа, по [21, 37]; 7– Куранахского, по [21, 37]; 8–Бакынского, по [21]; 9– Улахан-Тас Северного пояса, по [2]; 10– вулканиты тумусской толщи; 11– субвулканические тела тумусского комплекса

Граниты Бакынского массива, так же как и гранитоиды Эликчанского и Куранахского массивов, имеют:

 умеренные содержания Nb (7.59–25.3 г/т), Y (14.3–46.1 г/т);

 высокие суммарные содержания РЗЭ (132– 417 г/т).

Гранитоиды первой фазы Эликчанского и Куранахского массивов имеют сходные фракционированные распределения РЗЭ с обогащением ЛРЗЭ, деплетированием ТРЗЭ, (La_N/Yb_N = 4.82–19.65; La_N/Yb_N = 6.44–25.19) и отрицательной Euаномалией (Eu/Eu* = 0.24–0.81; Eu/Eu* = 0.52–0.81) (рис. 10, а, б).

Граниты и лейкограниты Бакынского массива также характеризуются фракционированным распределением РЗЭ ($La_N/Yb_N = 4.30-20$) с более глубокой отрицательной Еu-аномалией (Eu/Eu* = = 0.03-0.56) (см. рис. 10, в).

Спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии для гранитоидов Эликчанского и Куранахского массивов, характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных и минимумами Ba, Nb, Ta, Sr, Ti (см. рис. 10, г, д).

Спайдерграммы для гранитов и лейкогранитов Бакынского массива имеют тот же тип распреде-

ления, но отличаются более глубокими минимумами Ba, Sr и Ti (см. рис. 10, е).

На диаграммах, разделяющих граниты разных петро-геохимических типов, точки составов гранитоидов Эликчанского и Куранахского массивов располагаются в полях в различной степени дифференцированных гранитов I- и S-типов (рис. 11, а–г).

Наиболее дифференцированные гранитоиды второй фазы Эликчанского и Куранахского массивов и граниты Бакынского массива соответствуют гранитам А-типа (A_2 -типа) (см. рис. 11, а, г) или гранитам S-типа (см. рис. 11, в).

Использование диаграмм, разделяющих гранитоиды в связи с геодинамической обстановкой формирования указывает на разнообразие обстановок, в которых мог быть проявлен гранитоидный магматизм.

На диаграмме Rb–(Y + Nb) [36] точки составов гранитоидов Эликчанского и Куранахского массивов располагаются в основном в поле гранитов вулканических дуг и, в небольшой степени, внутриплитных гранитов, одновременно включены в поле постколлизионных гранитов (рис. 12, а).

Точки составов гранитов Бакынского массива расположены на стыке полей гранитов вулканических дуг, синколлизионных и внутриплитных (см. рис. 12, а).


Рис. 9. (а) Диаграммы Fe_{tot}/(Fe_{tot} + MgO)–SiO₂, (б) Na₂O + K₂O–CaO–SiO₂, (в) ASI–SiO₂ [29] для гранитоидов Эликчанского, Куранахского и Бакынского массивов Северного вулкано-плутонического пояса *1*–2 – гранитоиды Эликчанского массива: *1* – 1-ой фазы, *2* – даек 2-ой фазы; *3*–4 – гранитоиды Куранахского массива: *3* – 1-ой фазы, *4* – даек 2-ой фазы; *5* – граниты, лейкограниты Бакынского массива; *6*–*9* – поля гранитоидов массивов: *6* – Эликчанского, по [21, 37], *7* – Куранахского, по [21, 37]; *8* – Бакынского, по [21]; *9* – Улахан-Тас Северного пояса, по [2]

На диаграммах $Fe_2O_3^{tot}$ —TiO₂—MgO и Ba/La— Nb × 5—Yb × 10 [31], разделяющих магматические породы трансформной и конвергентной окраин Тихоокеанского типа, точки составов гранитоидов Северного вулкано-плутонического пояса преимущественно занимают поле магматических пород трансформных окраин (см. рис. 12, б, в). Отметим, что для пород с содержанием SiO₂ > > 63 мас. % данные диаграммы характеризуются большим перекрытием составов магматитов трансформной и конвергентной окраин [31].

По соотношению Th/Yb и Nb/Yb, Sc/Ni и La/Yb гранитоиды всех массивов соответствуют магматическим породам окраинно-континентальных дуг [40] (см. рис. 12, г, д). Точки их составов также следуют тренду гранитоидов активных континентальных окраин [6] (см. рис. 11, в).

Гранитоиды всех массивов, характеризующиеся сидеро-лито-халькофильной и лито-халько-сидерофильной геохимической специализацией и повышенными концентрациями Cr, Ag, Mo, Ti, W, As, B и Au, являются рудогенерирующими и рудовмещающими для свинцово-цинковой жильной, золоторудной полиметаллической, сереброполиметаллической золоторудной, золото-редкометальной, золоторудной кварцевой, меднокварц-сульфидной формаций и редкоземельной минерализации [4].

С гранитоидами связаны радиоактивные аномалии, источником которых являются повышенные содержания акцессориев и калиевого полевого шпата. Типоморфными элементами для золото-редкометального оруденения являются вольфрам, кобальт, висмут, а для полиметаллических объектов — сурьма. Ведущими формациями являются золото-редкометальная, золоторудная и серебро-полиметаллическая [4].



Рис. 10. Хондрит-нормализованные распределения РЗЭ (а–в) и спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии (г–е) гранитоидов Эликчанского, Куранахского и Бакынского массивов Северного вулкано-плутонического пояса.

1–2 – гранитоиды массивов Эликчанского массива: *1* –1-ой фазы, *2* – даек 2-ой фазы; *3–4* – гранитоиды Куранахского массива: *3* – 1-ой фазы, *4* – даек 2-ой фазы; *5* – граниты, лейкограниты Бакынского массива; *6–7* – поля гранитоидов массивов: *6* – Эликчанского массива, по [21, 37], *7* – Куранахского, по [21, 37]

Вулканиты тумусской толщи и субвулканические породы тумусского комплекса

Данные породы характеризуются содержаниями SiO₂ 51.80–71.00; 58.7, 60.90 и суммы щелочей Na₂O + K₂O 4.52–7.46; 5.60, 6.3 мас. % соответственно и на диаграмме TAS относятся преимущественно к породам нормальной щелочности – андезитам, дацитам, риодацитам, реже умеренной щелочности – трахидацитам (см. рис. 8, б). По соотношению K₂O и SiO₂ субвулканические породы и вулканиты тумусского комплекса относятся преимущественно к высококалиевой известково-щелочной серии. Отношение Na_2O/K_2O в вулканитах изменяется от 0.65 до 1.75 и составляет 0.59, 0.61 в субвулканических образованиях.

По параметру железистости (Fe^{*} = FeO^{*}/ (FeO^{*} + MgO)) [29] вулканиты тумусской толщи отличаются от гранитоидов массивов несколько бо́льшим количеством железистых разностей в интервале кремнекислотности 60-65% и более высоким индексом глиноземистости ASI до 1.4 [29].



Рис. 11. Диаграммы (a) Fe₂O₃^{*} × 5–Na₂O + K₂O–(CaO + MgO) × 5 (SiO₂ > 67%, мол. кол-ва) [5], (6) NK/A–A/CNK [34], (в) Sr–Rb/Sr [6] и (г) Zr–10*Ga/Al [39] для гранитоидов Эликчанского, Куранахского и Бакынского массивов Северного вулкано-плутонического пояса.

Обозначено на: (в) – I–III – тренды: I – островодужных толеитов, II – островодужных известково-щелочных вулканитов, III – известково-щелочных вулканитов континентальной окраины; IV – поле континентальных рифтовых зон; (г) – 1 – дифференцированные граниты I-типа.

1-2 – гранитоиды Эликчанского массива: 1-1-ой фазы, 2 – даек 2-ой фазы; 3-4 – гранитоиды Куранахского массива: 3-1-ой фазы, 4 – даек 2-ой фазы; 5 – граниты, лейкограниты Бакынского массива; 6-9 – поля гранитоидов массивов: 6 – Эликчанского, по [21, 37], 7 – Куранахского, по [21, 37], 8 – Бакынского, по [21], 9 – Улахан-Тас Северного пояса, по [2]

Вулканиты тумусской толщи и субвулканические образования тумусского комплекса имеют сходные фракционированные распределения РЗЭ с гранитоидами всех массивов. Они характеризуются обогащением ЛРЗЭ и деплетированием ТРЗЭ ($La_N/Yb_N = 7.94-29.01$). Для дацитов, риодацитов и риолитов наблюдается менее выраженная, чем в гранитоидах отрицательная Еианомалия (Eu/Eu^{*} = 0.58–92), а для андезитов, андезидацитов – слабо положительная (Eu/Eu^{*} = 1.04–1.27) (рис. 13, а).

Спайдерграммы вулканитов и субвулканических образований также сходны с таковыми для гранитоидов Эликчанского и Куранахского массивов, характеризуются обогащением крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных и минимумами Ba, Nb, Ta, P и Ti (см. рис. 13, б).

Точки составов вулканитов и субвулканических тел, как и большая часть гранитоидов Эликчанского и Куранахского массивов ассоциируют с полем гранитов вулканических дуг на диаграмме Rb–Y + Nb и занимают поле магматических пород трансформных окраин на диаграммах $Fe_2O_3^{tot}-TiO_2-MgO$ и Ba/La–Nb × 5–Yb × 10 (рис. 14, а–в).

По соотношению петрогенных оксидов, Th/Yb и Nb/Yb, вулканиты и субвулканические тела,



 $\bullet 1 \ddagger 2 \Box 3 \circ 4 \bigtriangleup 5 \bullet 6 \bullet 7 \bullet 8 \bullet 9$

Рис. 12. Диаграммы (a) Rb–(Y + Nb) [35], (б) $Fe_2O_3^*$ –TiO₂ × 10–MgO, (в) Ba/La–Nb × 5–Yb × 10 [31], (г) Th/Yb–Nb/Yb [35] для гранитоидов Эликчанского, Куранахского и Бакынского массивов Северного вулкано-плутонического пояса. Обозначено на (б)–(в) – поля магматических пород: I – островные дуги и континентальные окраины (конвергентные окраины); II – границ скольжения (трансформные окраины континентов и островных дуг). *I*–2 – гранитоиды Эликчанского массива: *I* – 1-ой фазы, *2* – даек 2-ой фазы; *3*–4 – гранитоиды Куранахского массива: *3* – 1-ой фазы, *4* – даек 2-ой фазы; *5* – граниты, лейкограниты Бакынского массива; *6*–9 – поля гранитоидов массивов: *6* – Эликчанского, по [21, 37], *7* – Куранахского, по [21, 37], *8* – Бакынского, по [21], *9* – Улахан-Тас Северного пояса, по [2]

также как и гранитоиды, соответствуют магматическим породам окраинно-континентальных дуг, в том числе вулканитам Охотско-Чукотского вулканического пояса (см. рис. 14, г, д).

Вулканиты тумусского комплекса, контактово-метаморфизованные и метасоматически измененные гранитоидами эликчанского комплекса, являются рудовмещающими для объектов золоторудной кварцевой и кварц-антимонитовой формаций [4].

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ Sr-Nd

Sr—Nd изотопные исследования были выполнены для биотитовых гранитов Бакынского, гранодиоритов Куранахского, гранодиоритов, гранитов Эликчанского массивов и представлены в Supplement 1: Tabl. S4.

Величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ и Sr_i пересчитаны согласно U–Pb датировкам, описанным в данной работе.

ГЕОТЕКТОНИКА № 5 2023

Граниты характеризуются близкими небольшими отрицательными величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ до небольших положительных и умеренными первичными отношениями ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr: от -4.81 до +0.97; 0.70497; 0.70550 (см. Suppl. 1: Tabl. S4).

Для гранитов Бакынского и Эликчанского массивов характерны высокие величины Rb/Sr и 87 Rb/ 86 Sr отношений, поэтому величины первичных отношений 87 Sr/ 86 Sr могут сильно варьировать, и мы не используем их в рассмотрении. Оценки модельных значений возраста для гранитоидов по одно- и двухстадийной моделям находятся в интервале 737—1410 млн лет и отвечают неопротерозою—мезопротерозою (см. Suppl 1: Tabl. S4).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные близкие U-Pb оценки возраста по цирконам из гранитоидов Эликчанского,



Рис. 13. Хондрит-нормализованные распределения РЗЭ (а) и спайдерграммы редких элементов, нормированных на состав примитивной мантии (б) для вулканитов тумусской толщи и субвулканических тел тумусского комплекса. *1* – вулканиты тумусской толщи; *2* – субвулканические тела тумусского комплекса; *3*–*4* – вулканиты впадин: Тытельвеемской [19], *4* – Тытельвеемской [25]

Куранахского и Бакынского массивов в интервале 121–125 млн лет и вулканитов кислого состава тумусской толщи – 127 млн лет подтверждают, что гранитоиды, вулканиты и субвулканические образования относятся к единому баррем-аптскому вулкано-плутоническому комплексу. Близкий 40 Ar/ 39 Ar возраст 120 ± 1 млн лет ранее был установлен для биотитовых гранитов Бакынского массива [32].

В работах [20, 21] содержатся как близкие к нашим оценки возраста, полученные K—Ar и Rb—Sr методами для гранитодов Эликчанского, Куранахского массивов и ассоциирующих с ними вулканитов различного состава в интервале 122— 118 млн лет, так и более древние — 144—134 млн лет.

Обобщение U-Pb геохронологических данных для гранитоидов различных массивов Северного батолитового пояса, включая Эликчанский [25], показало, что оценки возраста лежат в интервале 140–129 млн лет. Данные ⁴⁰Ar–³⁹Ar датирования [32] дают более молодой интервал возраста 130– 123 млн лет и по мнению [25] отражают время остывания гранитоидных плутонов. Раннемеловое (баррем-аптское) время является переломным



Рис. 14. Диаграммы (a) Rb–(Y + Nb) [36], (б) $Fe_2O_3^*$ –TiO₂ × 10–MgO, (в) Ba/La–Nb × 5–Yb × 10 [31], (г) Th/Yb–Nb/Yb [35] и (д) 3*TiO₂ + K₂O–SiO₂ + 3*CaO [14] для вулканитов тумусской толщи и субвулканических тел тумусского комплекса. *1* – вулканиты тумусской толщи; *2* – субвулканические тела тумусского комплекса; *3*–*4* – вулканиты впадин: *3* – Тытельвеемской [19], *4* – Тытельвеемской [25]

моментом в тектонической истории рассматриваемого региона, когда происходит закрытие Оймяконского океана при коллизии Сибирского кратона с Колымо-Омолонским супертеррейном [13].

Сопоставление изученных гранитоидов с петро-геохимическими типами гранитов [28] показывает, что гранитоиды первой фазы Эликчанского и Куранахского массивов имеют сходство с гранитами І-типа, а граниты второй фазы — с гранитами S-типа. Граниты и лейкограниты Бакынского массива имеют характеристики промежуточные между гранитами S- и А-типов. С первыми их сближают высокие содержания рубидия, низкие — стронция, бария; со вторыми — высокие суммарные содержания РЗЭ, повышенные содержания ниобия и циркония. С учетом аналитических данных из работы [21, 37] (см. рис. 11) можно предполагать, что доля гранитов с геохимическими характеристиками гранитов А-типа в Бакынском массиве может быть больше.

Биотиты из гранитов Бакынского массива близки по составу к анниту, обладают повышенной железистостью (68–84), попадают в область биотитов щелочных гранитов по соотношению петрогенных элементов (рис. 15, Suppl. 1: Tabl. S5), что также подтверждает близость гранитов Ба-кынского массива к гранитам А-типа.

Сходство по минеральному и химическому составу гранодиоритов Эликчанского и Куранахского массивов с гранитами І-типа, а гранитов тех же массивов – с гранитами S-типа также отмечено в [37], а к гранитам А-типа ими отнесены пегматоидные лейкограниты и пегматиты Куранахского массива и более поздние (102–104 млн лет) гранит- и риолит-порфиры малых интрузий.

Для качественного определения возможного протолита гранитоидной магмы рассмотрены диаграммы с использованием петрогенных элементов для гранодиоритов как наименее дифференцированных пород первых фаз Куранахского и Эликчанского массивов [26, 30]. Породы источника могли быть представлены амфиболитами, метадацитами-тоналитами (рис. 16).



Рис. 15. Диаграммы (а) FeO*–MgO–Al₂O₃, (б) Al₂O₃–MgO, (в) MgO–FeO* и (г) Al₂O₃– FeO* [24] для биотитов из гранитоидов Бакынского массива.

Поля биотитов из: А – анорогенных щелочных гранитоидов, Р – пералюминиевых гранитоидов, включая S-тип, С – известково-щелочных гранитоидов.

Биотиты из образцов (см. Suppl. 1: Tabl. S5) гранитоидов Бакынского массива: I - 12/1; 2 - 10; 3 - 4; 4 - 5/2; 5 - 5/1; 6 - 12/20

Условия магмагенерации, рассчитанные разными методами, для гранодиоритов Куранахского, Эликчанского массивов составляют: T = 1020- 1087° С, P = 1 до 1.4 ГПа; для гранитов – T = 880-920 или 908–972, P = 0.7-0.8 или 0.7–0.9 ГПа; для пегматоидных лейкогранитов и пегматитов А-типа Куранахского массива близки к таковым для гранитов – T = 919-935, P = 0.7-0.8 ГПа [37].

Гранитоиды Эликчанского и Куранахского массивов имеют близкие температуры начальных стадий кристаллизации гранитоидных расплавов, подсчитанные с использованием цирконового термометра [38]:

 – для гранодиоритов, гранитов 1-ой фазы они составляют 773–827°С и 772–802°С соответственно;

- для гранитов 2-ой фазы - 734, 768°С.

Граниты Бакынского массива имеют несколько более высокие температуры 839–919°С. Данные Sr–Nd изотопного состава гранитоидов всех массивов (см. Suppl. 1: Tabl. S4) – небольшие отрицательные величины $\varepsilon_{Nd}(T)$ до небольших положительных, умеренные первичные отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, пограничные между характерными для гранитов I- и S-типов, а также умеренные величины отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в гранодиоритах первой фазы Куранахского и Эликчанского массивов (0.7079 и 0.7067) [37] указывают на взаимодействие мантийных расплавов и корового субстрата, возможно, нео-мезопротерозойского возраста (T_{Nd}(DM) и T_{Nd}(DM-2st) от 737 до 1410 млн лет).

Составы клинопироксенов и биотитов из гранодиоритов Куранахского и Эликчанского массивов также отражают смешение мантийных насыщенных флюидами мафических расплавов и корового субстрата [37]. Однако данные о высоких величинах отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr (0.7110–0.7112)



Рис. 16. Диаграммы (a) Al₂O₃/(MgO + FeO)–CaO/(MgO + FeO) мол. кол-ва [30] и (б) (Na₂O + K₂O)/CaO–CaO + Na₂O + K₂O [26] мас. % для гранитоидов Эликчанского, Куранахского и Бакынского массивов Северного вулкано-плутонического пояса.

1 – гранодиориты 1-ой фазы: 1 – Эликчанского, 2 – Куранахского

в гранитах второй фазы этих же массивов свидетельствуют об их коровом происхождении [37].

Гранитоиды всех массивов, вулканиты тумусской толщи и субвулканические образования тумусского комплекса имеют ряд сходных петрогеохимических характеристик, подтверждающих их принадлежность к единому комплексу, сформировавшемуся в одной геодинамической обстановке. К ним относятся присутствие пород умеренной щелочности наряду с породами нормальной щелочности; высококалиевый известково-щелочной характер магматитов; единый тип распределения редкоземельных элементов и спайдерграм; сходство с магматитами трансформных окраин или границ скольжения плит, как по соотношению петрогенных (Fe₂O₃^{tot} – TiO₂–MgO и 3 × TiO₂ + K₂O–SiO₂ + 3 × CaO), так и редких элементов (Ba/La–Nb × 5–Yb × 10 и



Рис. 17. Тектонические события и этапы гранитоидного магматизма в северной части Верхояно-Колымской складчатой области (с использованием данных [37]).

Th/Yb-Nb/Yb) [31] (см. рис. 8, см. рис. 10, см. рис. 12).

Особенности состава гранитоидов, вулканитов и субвулканических образований Северного вулкано-плутонического пояса позволяют предполагать, что геодинамическая обстановка их формирования могла быть связана с континентальной окраиной андийского типа в раннемеловое (баррем-апт). Однако, подобный режим не характерен для Сибирского континента в это время. Кроме того, в предшествующее позднеюрское-раннемеловое время произошли два крупных тектонических события в рассматриваемом регионе: сначала коллизия Сибирского кратона (континента) с Колымо-Омолонским микроконтинентом (супертеррейном) в связи с закрытием Оймяконского океана, а затем их вместе с микроконтинентом Чукотка-Арктическая Аляска при закрытии Южно-Анюйского океанического бассейна, завершившаяся формированием в готериве-барреме покровно-складчатой структуры [17].

В.А. Трунилина и А.В. Прокопьев [37] связывают формирование вулканогенной островодужной базальт-андезит-риолитовой серии и гранодиоритов первой фазы Эликчанского и Куранахского массивов с финальной стадией закрытия Оймяконского океана в беррисе—барреме, а образование гранитов, лейкогранитов второй фазы массивов и риолитов — с этапом рифтогенного растяжения в апте—раннем альбе [37] (рис. 17).

Последний этап ассоциирует по времени с заложением Индигирского рифта в центральной части Верхояно-Колымского складчатого пояса [13, 37] или Алазейско-Индигирской рифтовой системы, объединяющей поля ранне-позднемеловых рифтогенных вулканитов, наложенной на северную часть Колымо-Омолонского микроконтинента и Яно-Индигирской складчато-надвиговой системы [4].

Обобщение данных по структурной позиции, геохронологии и геохимии гранитоидов Северного пояса показывает, что гранитоиды внедряются после меридионального ороклинального изгиба северной части Верхоянского складчатого пояса и, по-видимому, в зоне правостороннего сдвига (трансформного разлома) и растяжения вдоль субдуцирующей океанической коры [25].

Таким образом, формирование гранитоидов Эликчанского, Куранахского и Бакынского массивов, вулканитов тумусской толщи и субвулканических образований тумусского комплекса, скорее всего, было связано с постколлизионным растяжением. Условия растяжения могли возникнуть либо в северо-западной части ороклинального изгиба Колымской петли после коллизии Колымо-Омолонского микроконтинента и Сибирского континента, либо в сочетании со сдвиговыми движениями вдоль трансформной окраины после закрытия Оймяконского океана и прекращения субдукции.

В пользу этого свидетельствует дискордантное положение гранитоидов Северного пояса по отношению к коллизионным структурам среднеюрско-нижнемеловых отложений. Разнообразие петрогеохимических типов гранитоидов характерно для геодинамической обстановки трансформной окраины или границ скольжения плит и может быть обусловлено участием различных источников: астеносферного при формировании



Рис. 18. Генерализованная схема формирования гранитоидов и вулканитов Северного вулкано-плутонического пояса. *1–3* – чехол: *1* – Колымо-Омолонского микроконтинента, *2* – Сибирского континента, *3* – Чукотского микроконтинента; *4–5* – фундамент: *4* – Сибирского континента, *5* – Чукотского микроконтинента; *6* – литосфера Южно-Анюйского океана; *7* – подток астеносферной мантии и область подслаивания мантийных магм *8* – область частичного плавления *9* – гранитоидные плутоны Северного вулкано-плутонического пояса; *10* – вулканиты тумусской толщи

мантийного окна и надсубдукционного мантийного клина над предшествующей зоной субдукции (в данном случае — под Колымо-Омолонский континент), а также различной проницаемостью континентальной коры [22].

Гранитоидные тела приурочены к крупным разломам северо-западного простирания, имеющим по данным [4] корово-мантийное заложение, что может обеспечить поступление мантийных магм к низам коры и последующее выплавление гранитоидных расплавов (рис. 18).

На взаимодействие мантийных расплавов и корового субстрата указывают и Sr–Nd изотопные данные.

Геохимические характеристики вулканитов тумусской толщи и субвулканических тел тумусского комплекса также сходны с таковыми вулканитов аптского возраста Тытельвеемской впадины в тылу Центрально-Чукотского сегмента Охотско-Чукотского вулканического пояса, которая традиционно рассматривается как рифтогенная структура [7, 19], что является дополнительным аргументом в пользу постколлизионного происхождения магматитов Северного вулкано-плутонического пояса.

выводы

1. Время формирования вулкано-плутонической ассоциации Северного вулкано-плутонического пояса, а именно внедрения гранитоидов Бакынского, Эликчанского и Куранахского массивов и излияния вулканитов тумусской толщи, составляет 121–127 млн лет (баррем–апт).

2. Гранитоиды Эликчанского и Куранахского массивов имеют петро-геохимические характеристики гранитов I- и S-типов, а гранитоиды Бакынского массива имеют ряд геохимических особенностей, в том числе составы биотитов, сближающих их с гранитами А-типа. Гранитоиды и одновозрастные вулканиты тумусской толщи по сочетанию ряда петрогенных и редких элементов также соответствуют магматитам трансформной окраины или границ скольжения плит.

3. Sr-Nd изотопные характеристики гранитоидов Бакынского, Эликчанского и Куранахского массивов указывают на взаимодействие мантийного и корового компонентов в источнике гранитоидных расплавов. По сравнению с гранитами Главного батолитового пояса древний коровый компонент, возможно нео-мезопротерозойского возраста, участвовал в петрогенезисе гранитоидов Северного вулкано-плутонического пояса в меньшем объеме.

4. Формирование вулкано-плутонической ассоциации Северного вулкано-плутонического пояса происходило в обстановке постколлизионного растяжения после завершения коллизии Чукотского микроконтинента и Сибирского континента с ранее аккретированным Колымо-Омолонским микроконтинентом. Постколлизионное растяжение происходило в режиме трансформной окраины или границ скольжения плит.

Благодарности. Авторы признательны анонимным рецензентам за полезные коммментарии и редактору М.Н. Шуплецовой (ГИН РАН, г. Москва, Россия) за тщательное редактирование.

Финансирование. Статья подготовлена за счет средств Российского научного фонда, проект № 20-17-00197-П, базовое финансирование со-трудников ГИН РАН за счет субсидии.

Соблюдение норм научной этики. Авторы заявляют, что не имеют конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Афанасьева Е.В., Данилов В.Г., Иваненко Г.В., Шульгина В.С. Государственная геологическая карта РФ. – М-б 1 : 200000. – Изд. 2-ое. – Серия Яно-Индигирская. – Лист R–54–XXIII, XXIV. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2019.
- Бахарев А.Г., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А., Половинкин В.Л. Магматические и рудные формации хребта Улахан-Тас. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1988. 200 с.
- 3. Герцева М.В., Лучицкая М.В., Сысоев И.В., Соколов С.Д. Этапы формирования Главного батолитового пояса Северо-Востока России: U-Th-Pb SIMS и Ar-Ar геохронологические данные // ДАН. Науки о Земле. 2021. Т. 499. № 1. С. 5–10.
- Герцева М.В., Борисова Т.П., Калинин М.А. Государственная геологическая карта РФ. – М-б 1 : : 1000000. – 3-е поколение. – Серия Верхояно-Колымская. – Лист R-54–Депутатский. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2022.
- Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 9. С. 1356– 1373.
- Даценко В.М. Петрогеохимическая типизация гранитоидов юго-западного обрамления Сибирской платформы. – Мат-лы 2-го Всерос. петрографического совещ. – Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 2000. Т. 2. С. 270–274.
- Котляр И.Н., Русакова Т.Б. Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корреляция. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
- Котов И.А., Борисова Т.П., Герцева М.В. и др. Государственная геологическая карта РФ. – М-б 1 : : 1000000 (3-е поколение). – Лист R-55–Чокурдах. – Объяснительная записка. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2022.

- Мусалитин Л.А. Геологическая карта СССР. М-б 1: 200000. – Серия Яно-Индигирская. Лист R-54-XXI, XXII. – Объяснительная записка. – М.: Недра, 1979. 120 с.
- Ненашев Н.И. Магматизм и развитие рудно-магматических узлов Восточной Якутии. – Под ред. Г.Б. Жилинского – Новосибирск: Наука, 1979. 142 с.
- Оксман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского. – Под ред. С.Д. Соколова, С.А. Куренкова, Л.М. Парфенова – М.: ГЕОС, 2000. 268 с.
- Парфенов Л.М. Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Под ред. К.В. Боголепова – Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- 13. 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.
- Пискунов В.Н. Геолого-петрологические особенности островодужного вулканизма. Под ред. К.Ф. Сергеева – М.: Наука, 1987. 230 с.
- Сегалевич С.Ф. Петрохимия и геохимические особенности магматических пород хребта Улахан-Сис (Северо-Восточная Якутия) // Геохимия. 1987. № 7. С. 940–955.
- 16. Серебряков В.А., Крутоус В.П., Венчугорова М.С. Позднемезозойский магматизм Яно-Колымского складчатого пояса. Гранитоидные интрузии. – В кн.: Геология СССР. Северо-Восток СССР. – Геологическое описание. – Под ред. И.Е. Драбкин М.: Недра, 1970. Кн. 2. С. 91–125.
- Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренко Г.Е., Лейер П. Тектоника Южно-Анюйской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5–30.
- Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – Отв. ред. Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. – М.: Наука/Интерпериодика, 2001. 571 с.
- Тихомиров П.Л., Прокофьев В.Ю., Калько И.А., Аплеталин А.В., Николаев Ю.Н., Кобаяси К., Накамура Э. Постколлизионный магматизм Западной Чукотки и раннемеловая тектоническая перестройка Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2017. № 32. С. 32–54.
- Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С. Геология и рудоносность магматитов хр. Полоусного. – Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1996. 132 с.
- 21. *Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С.* Вулканоплутонические пояса Северо-Востока Якутии. – Якутск: Сахаполиграфиздат, 2007. 152 с.
- 22. Ханчук А.И., Гребенников А.В., Иванов В.В. Альб-сеноманский окраинно-континентальный орогенный пояс и магматическая провинция Тихоокеанской Азии // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 3. С. 4–29.

- Шарпенок Л.И., Костин А.Е., Кухаренко Е.А. ТАSдиаграмма сумма щелочей – кремнезем для химической классификации и диагностики плутонических пород // Региональная геология и металлогения. 2013. № 56. С. 40–50.
- Abdel-Rahman A-F.M. Peraluminous plutonism: nature and origin of the Moly May leucogranite and its Coast plutonic complex granitic host-rocks, Northwestern British Columbia // Can. Mineralogist. 2001. Vol. 39. P. 1181–1196.
- 25. Akinin V.V., Miller E.L., Toro J., Prokopiev A.V., Gottlieb E.S., Pearce S., Polzunenkov G.O., Trunilina V.A. Epidocity and the dance of late Mesozoic magmatism and deformation along the northern circum-Pacific margin: north-eastern Russia to the Cordillera // Earth-Sci. Rev. 2020. Vol. 208. P. 103272.
- Altherr R. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany) // Lithos. 2000. Vol. 50. P. 51–73.
- Bailey J.C. Geochemical criteria for a refined tectonic discrimination of orogenic andesites // Chem. Geol. 1981. Vol. 32. № 1–4. P. 139–154.
- Chappell B.W., White A.J.R. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt // Transact. Royal Soc. Edinburgh: Earth Sci. 1992. Vol. 83. P. 1–26.
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., et al. A geochemical classification for granitic rocks // J. Petrology. 2001. Vol. 42. № 11. P. 2033–2048.
- Gerdes A., Worner G., Henk A. Post-collisional granite generation and HT-LP metamorphism by radiogenic heating: The Variscan South Bohemian Batholith // J. Geol. Soc. London. 2000. Vol. 157. P. 577–587.
- Grebennikov A.V., Khanchuk A.I. Pacific-type transform and convergent margins: Igneous rocks, geochemical contrasts and discriminant diagrams // Int. Geol. Rev. 2020. https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1848646
- Layer P.W., Newberry R., Fujita K., Parfenov L., Trunilina V., Bakharev A. Tectonic setting of the plutonic belts of Yakutia, northeast Russia, based on ⁴⁰Ar/³⁹Ar

geochronology and trace element geochemistry // Geology. 2001. Vol. 29. № 2. P. 167–170.

- 33. Larionov A.N., Andreichev V.A., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite. – In: *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica.* – Ed. by D.G. Gee, V.L. Pease – Geol. Soc. London. Mem. 2004. Vol. 30. P. 69–74.
- Maeda J. Opening of the Kuril Basin deduced from magmatic history of Central Hokkaido, Northern Japan // Tectonophysics. 1990. Vol. 174. P. 235–255.
- 35. *Pearce J.A.* Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. Vol. 100. No 1–4. P. 14–48.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // J. Petrol. 1984. Vol. 25. № 4. P. 956–983.
- Trunilina V.A., Prokopiev A.V. Ore-bearing magmatic systems with complex Sn-Au-Ag mineralization in the North-Eastern Verkhoyansk-Kolyma orogenic belt, Russia // Minerals. 2021. Vol. 11. P. 266.
- Watson E.B., Harrison T.M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // Earth Planet. Sci. Lett. 1983. Vol. 64. P. 295–304.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // Contrib. Miner. Petrol. 1987. Vol. 95. № 4. P. 407–419.
- Zhao Z., Mo X., Dilek Y., Niu Y., DePaolo Don J., Robinson P., Zhu D., Sun C., Dong G., Zhou S., Luo Z., Hou Z. Geochemical and Sr-Nd-Pb-O isotopic compositions of the post-collisional ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Petrogenesis and implications for India intra-continental subduction beneath southern Tibet // Lithos. 2009. Vol. 113. P. 190-212.
- 41. Excel2003, http:// windowsfree.ru/office/excel-2003/ (Accessed November 2, 2022).

Geodynamics and Early Cretaceous Magmatism of the Northern Volcanic-Plutonic Belt of Verkhoyan-Kolyma Fold Area (Northeastern Russia)

M. V. Luchitskaya^{a, *}, M. V. Gertseva^b, I. V. Sysoyev^b

^aGeological Institute, Russian Academy of Sciences, bld. 7, Pyzhevsky per., 119017 Moscow, Russia ^bKarpinsky All-Russia Geological Institute (VSEGEI), Moscow Branch, bld. 32, Tukhachevsky str., 123154 Moscow, Russia *e-mail: luchitskaya@ginras.ru

New data on the geological position, U–Pb SIMS zircon ages, petro-geochemical features, Sr–Nd isotopic composition and geodynamic setting of the granitoids and volcanites of the Northern volcanic-plutonic belt, Verkhoyan-Kolyma fold area, are presented. Magmatites of the belt include granitoids of Elikchan, Kuranakh, Bakyn plutons, composed of elikchansky granite-granodiorite complex, and volcanites of predominantly intermediate-felsic Tumusskaya sequence with subvolcanic bodies of the same composition. They form single Early Cretaceous (127–121 Ma) volcanic-plutonic assemblage. Granitoid plutons are elongated in sublatitudinal-northwestern direction and are discordant to main fold and thrust structures. Granitoids intrude

ЛУЧИЦКАЯ и др.

and metamorphose Jurassic terrigenous and Early Cretaceous volcanites of Tumusskaya sequence and are cut by younger Late Cretaceous subvolcanic bodies. Granitoids of Bakyn, Elikchan and Kuranakh plutons combine petro-geochemical features of I-, S- and A-type granites. Such diversity of petro-geochemical granitoid

types as well as interrelations of major ($Fe_2O_3^{tot} - TiO_2 - MgO$) and rare ($Ba/La - Nb \times 5 - Yb \times 10$) elements in granitoids and the same age volcanites of Tumusskaya sequence allow to refer them to magmatites of transform margin or plates translation boundaries. Collision between Chukotka microcontinent and Siberian continent with earlier accreted Kolyma-Omolon microcontinent in Barremian-Aptian time changed to post-collisional extension and formation of volcanic-plutonic assemblage of the Northern volcanic-plutonic belt. Post-collisional extension took place in the regime of plates translation boundaries. Sr–Nd isotopic characteristics of granitoids of all plutons indicate the interrelation of mantle and crustal sources of granitoid melts in this process.

Keywords: Severny volcanic-plutonic belt, Verkhoyan-Kolyma fold area, granitoids, zircon, volcanites, geodynamic setting, regime of transform margin