

РАННЕКЕМБРИЙСКИЙ БИМОДАЛЬНЫЙ МАГМАТИЗМ НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ СИБИРСКОГО КРАТОНА

А.В. Прокопьев, А.К. Худoley*, О.В. Королева, Г.Г. Казакова, Д.К. Лохов*, С.В. Малышев*,
А.И. Зайцев, С.П. Роев, С.А. Сергеев**, Н.Г. Бережная**, Д.А. Васильев**

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, 677980, Якутск, просп. Ленина, 39, Россия

** Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле,
199034, Санкт-Петербург, Университетская наб., 7/9, Россия*

*** Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
199106, Санкт-Петербург, Средний просп., 74, Россия*

Приведены новые геохимические, изотопно-геохимические и изотопно-геохронологические данные для раннекембрийских магматических пород северо-востока Сибирского кратона (Хараулахский антиклинорий, граница Сибирской платформы и Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса), объединенных в раннекембрийский бимодальный комплекс. Комплекс представлен трахириолитами, слагающими гальки в конгломератах вблизи основания кембрия, перекрывающими их трахибазальтами, а также силлами и дайками основного состава, прорывающими отложения неопротерозоя. По петрохимическим характеристикам кислые породы принадлежат к высокощелочным риолитам и соответствуют гранитам А-типа. Высокие содержания Ta, Nb, Hf, Tb, Zr указывают на вероятное присутствие обогащенного мантийного материала в магматических источниках этих пород. Базиты представлены высокотитанистыми трахибазальтами и трахидолеритами с близкими геохимическими характеристиками, соответствующими щелочным базальтам или базальтам ОИВ-типа. Высокие отношения $(Tb/Yb)_{PM}$ свидетельствуют, что базиты выплавлялись из гранатсодержащей перидотитовой мантии на глубинах > 90 км при низкой степени плавления. В то же время изотопный состав риолитов, трахибазальтов и трахидолеритов характеризуется высокими положительными значениями $\epsilon_{Nd}(T) = 4.2-4.7, 7.5-8.9$ и $7.2-8.2$ соответственно, предполагающими деплетированный источник и отсутствие коровой контаминации. Повышенное отношение $(Nb/Yb)_{PM}$ потенциально указывает на смешение между магмами, образованными как из обогащенного, так и деплетированного мантийного источника. Мафические магмы могли иметь гетерогенный источник или они взаимодействовали с деплетированной мантией еще до их внедрения. Как кислые, так и основные породы относятся к внутриплитным образованиям. Установленные U-Pb методом по цирконам конкордантные возрасты 525.6 ± 3.9 и 537.0 ± 4.2 млн лет указывают на раннекембрийское время кристаллизации риолитов. Датировка 546.0 ± 7.7 млн лет с учетом ошибки указывает на их поздневендско-раннекембрийский возраст. Таким образом, на северо-востоке Сибирской платформы на рубеже венда—раннего кембрия происходили процессы континентального рифтогенеза, сопровождавшиеся бимодальным магматизмом с антидромной последовательностью. Согласно некоторым палеотектоническим реконструкциям, в позднем неопротерозое (в позднем рифее—позднем венде) эта часть Сибирского кратона могла соединиться с восточной окраиной Лаврентии и начавшийся на рубеже венда—кембрия континентальный рифтогенез привел к их разделению. Полученные изотопно-геохронологические данные позволяют предположить, что изученный бимодальный комплекс начал образовываться на рубеже венда и кембрия и завершился не раньше окончания террунвской эпохи (томотского времени), т. е. формировался в процессе рифтогенеза на протяжении около 20 млн лет.

Сибирский кратон, Хараулахский антиклинорий, бимодальный магматизм, кембрийский период, венд, рифтогенез, U-Pb геохронология, Rb-Sr и Sm-Nd изотопия.

THE EARLY CAMBRIAN BIMODAL MAGMATISM IN THE NORTHEASTERN SIBERIAN CRATON

**A.V. Prokopiev, A.K. Khudoley, O.V. Koroleva, G.G. Kazakova, D.K. Lokhov, S.V. Malyshev,
A.I. Zaitsev, S.P. Roev, S.A. Sergeev, N.G. Berezhnaya, and D.A. Vasiliev**

We present new data on geochemistry, isotopic geochemistry, and geochronology of the Early Cambrian igneous rocks of the northeastern Siberian Craton (Kharaulakh anticlinorium, contact between the Siberian Platform and the West Verkhoyansk sector of the Verkhoyansk fold-and-thrust belt) united into an Early Cambrian bimodal complex. This complex comprises trachyrhyolites forming pebbles in conglomerates near the base of the Cambrian succession, overlying trachybasalts, and mafic sills and dikes cutting Neoproterozoic strata. According to chemical composition, the felsic rocks are high-alkali rhyolites and correspond to A-type granites. The high contents of Ta, Nb, Hf, Tb, and Zr in these rocks suggest the presence of enriched mantle material in their magmatic sources. The mafic volcanics are high-Ti trachybasalts and trachydolerites with similar geochemical characteristics corresponding to alkali basalts or OIB. The high $(Tb/Yb)_{PM}$ ratios in these volcanics

© А.В. Прокопьев, А.К. Худoley, О.В. Королева, Г.Г. Казакова, Д.К. Лохов, С.В. Малышев, А.И. Зайцев, С.П. Роев, С.А. Сергеев, Н.Г. Бережная, Д.А. Васильев, 2016

✉ e-mail: prokopiev@diamond.ysn.ru

DOI: 10.15372/GiG20160111

evidence that their magmatic source was the garnet peridotite mantle located at depths more than 90 km and characterized by a low degree of melting. However, the rhyolites, trachybasalts, and trachydolerites show high positive $\epsilon_{Nd}(T)$ values (4.2–4.7, 7.5–8.9, and 7.2–8.2, respectively) indicating a depleted mantle source and no crustal contamination. The high $(Nb/Yb)_{PM}$ ratio points to the mixing of magmas from enriched and depleted mantle sources. Mafic magmas might have been generated from a heterogeneous source or interacted with depleted mantle before intrusion. Both the felsic and the mafic rocks formed in within-plate environments. U–Pb zircon dating yielded concordant ages of 525.6 ± 3.9 and 537.0 ± 4.2 Ma, corresponding to the Early Cambrian age of the rhyolites. The date of 546.0 ± 7.7 Ma obtained for one sample points (with regard to the error) to the Late Vendian–Early Cambrian age. Thus, at the Vendian–Early Cambrian boundary, the northeastern Siberian Platform was subjected to continental rifting accompanied by bimodal magmatism. According to paleotectonic reconstructions, this part of the Siberian Craton might have been connected with the eastern margin of Laurentia in the Late Neoproterozoic (Late Riphean–Late Vendian), and continental rifting that started at the Vendian–Cambrian boundary led to their separation. The obtained isotope-geochronological data suggest that the studied bimodal complex began to form at the Vendian–Cambrian boundary and this process terminated no earlier than the end of the Terreneuvian (Tommotian), i.e., the complex formed during rifting for about 20 Myr.

Bimodal magmatism, rifting, U–Pb geochronology, Rb–Sr and Sm–Nd isotopic compositions, Cambrian, Vendian, Kharaulakh anticlinorium, Siberian Craton

ВВЕДЕНИЕ

Неопротерозойско-раннекембрийский этап магматической активизации северо-востока Сибирского кратона в разной степени затронут в работах многих исследователей [Леонов, Гогина, 1968; Колодезников и др., 1974; Шпунт и др., 1979, 1982; Олейников и др., 1983; Шпунт, 1987; Шпунт, Олейников, 1989; Колодезников, Стручков, 2001; Prokopiev et al., 2011; Киселев и др., 2012а,б; Khudoley et al., 2013; и др.].

Раннекембрийский магматизм на северо-востоке Сибирской платформы проявлен на Оленекском поднятии и в Хараулахском антиклинории Западно-Верхоянского сектора Верхоянского складчато-надвигового пояса на границе с платформой [Леонов, Гогина, 1968; Нахабцев и др., 1971; Колодезников и др., 1974; Олейников и др., 1983; Шпунт, 1987; Bowring et al., 1993; Pelechaty et al., 1996; Pelechaty, 1996; Колодезников, Стручков, 2001; Прокопьев и др., 2001; Prokopiev et al., 2011; Киселев и др., 2012а,б; Khudoley et al., 2013]. На Оленекском поднятии описаны эксплозивные брекчии в нижнем кембрии (монгусская/кессюсинская свиты) и трахибазальты [Сметанникова и др., 2013], а восточнее в Хараулахском антиклинории (Чекуровская антиклиналь, хр. Туора-Сисс) — риолиты в гальках конгломератов и перекрывающие их лавы трахибазальтового ряда из базальной пачки разреза нижнекембрийских отложений тусэрской свиты [Олейников и др., 1983]. Здесь же широко распространены интрузии основного состава, представленные главным образом силлами, реже дайками долеритов, которые прорывают неопротерозойские отложения [Прокопьев и др., 2001; Prokopiev et al., 2011; Khudoley et al., 2013].

Проявление этого магматизма связывается с континентальным рифтогенезом [Булгакова, 1991, 1996; Худoley, 2003; Khudoley, Guriev, 2003; Khudoley et al., 2013], плюмовым событием [Киселев и др., 2012а,б]. С.М. Пелехати с коллегами [Pelechaty et al., 1996] впервые выделил эти образования в качестве венд-раннекембрийского бимодального риолит-базитового комплекса, формирование которого происходило в синрифтовую стадию с возрастом около 543—530 млн лет.

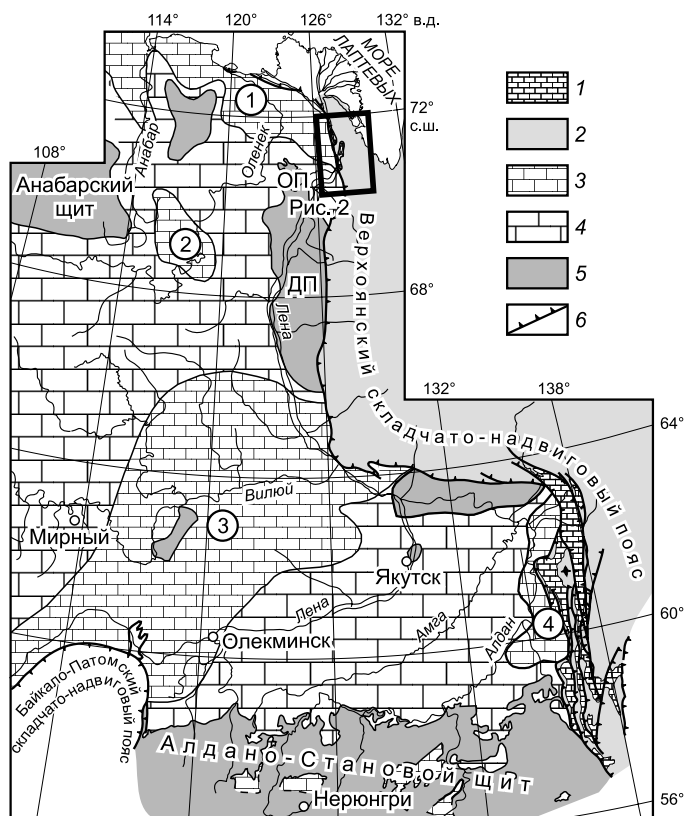
Цель данной статьи представить новые комплексные геологические материалы, включающие геохимические и изотопные данные по раннекембрийскому бимодальному магматизму северо-востока Сибирского кратона, уточнить время и выявить геодинамические особенности его проявления. Изучение этого этапа важно для более полного понимания особенностей раннепалеозойской тектоники и геодинамики Центральной Азии в целом (например, [Kuzmin et al., 2010; Добрецов, 2011]) и Сибирского кратона в частности. Определению характера геодинамических процессов, происходивших на окраинах Сибирского кратона в это время, выявлению переломных стадий в позднекембрийской и палеозойской истории Северной Азии, реконструкции вероятных плюмовых этапов магматизма посвящены основополагающие работы Н.Л. Добрецова [Dobretsov, Vernikovsky, 2001; Добрецов, 2003, 2010; Dobretsov et al., 2003; и др.].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Район исследований расположен в ядре и на восточном крыле Чекуровской антиклинали в нижнем течении р. Лена на границе северо-восточной части Сибирской платформы и северного фланга Верхоянского складчато-надвигового пояса (рис. 1). Исследования и отбор образцов были проведены на

Рис. 1. Венд-нижнепалеозойский структурный ярус (по [Прокопьев и др., 2001] с изменениями и дополнениями).

Верхоянский складчато-надвиговый пояс: 1 — венд-нижнепалеозойские отложения, 2 — перекрывающие фанерозойские образования; Сибирская платформа: 3 — венд-нижнепалеозойские отложения мощностью 1.5—5.0 км в осадочных бассейнах (1 — Нижнеолекский, 2 — Суханский, 3 — Центрально-Якутский, 4 — Алдано-Майский), 4 — относительно поднятые области с мощностью венд-нижнепалеозойских отложений преимущественно менее 1.5 км, 5 — области современного отсутствия венд-нижнепалеозойских отложений, где эти отложения не накапливались или были размыты в последующее время (ОП — Оленекское поднятие, ДП — Джарджанское поднятие); 6 — фронт фанерозойских орогенных поясов.



береговых обнажениях вдоль р. Лена от устья руч. Укта на юге до устья руч. Бискэйбит на севере (рис. 2). Здесь обнажается разрез верхней части неопротерозоя [Хабаров, Изох, 2014; Khudoley et al., 2015], кембрия и перми (рис. 3, а).

Неопротерозойские отложения представлены в нижней части переслаиванием алевролитов, песчаников. Выше залегают строматолитовые доломиты и известняки, сменяющиеся толщей преимущественно известняков и алевролитов. Вендские (эдиакарские) отложения (хараютехская свита) с разрывом залегают на нижележащих породах с гравелитами и песчаниками в основании, сменяющимися вверх по разрезу преимущественно известняками [Шпунт и др., 1979; Семихатов, Серебряков, 1983; Хабаров, Изох, 2014]. Б.Р. Шпунт [Шпунт и др., 1982; Шпунт, 1987] предполагал значительное присутствие вулканогенного материала в разрезе неопротерозоя.

В неопротерозойских отложениях локализована серия силлов и даек трахидолеритов мощностью от 10—20 до 120 м [Олейников и др., 1983; Прокопьев и др., 2001; Колодезников, Стручков, 2001] (рис. 4, а, б). Общая мощность силлов основного состава на этой площади превышает 250 м, а имеющиеся ненадежные К-Аг датировки по двум из них составляют 449 ± 13 и 508 ± 13 млн лет [Олейников и др., 1983]. Редко проявленные дайки являются подводными каналами для силлов, что можно наблюдать непосредственно в обнажении напротив устья руч. Укта.

Нижнекембрийские песчаники (тосэрская свита) со значительным разрывом и перерывом в осадконакоплении [Шпунт и др., 1979] перекрывают закарстованную поверхность вендских доломитов и известняков [Bowring et al., 1993; Pelechaty et al., 1996; Pelechaty, 1996]. В разрезе в приустьевой части руч. Бискэйбит базальные отложения тосэрской свиты (15 м) представлены косослоистыми средне- и крупнозернистыми темно-серыми и буровато-серыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов (см. рис. 3, б). Их перекрывает 8-метровый слой конгломератов, сложенных более чем на 99 % гальками ультракалиевых трахириолитовых порфиров [Prokoriev et al., 2011], достигающих размера до 20—25 см (рис. 4, в—д). Матрикс выполнен крупнозернистым песчаником. На присутствие кислых пород в разрезе впервые указал Б.Р. Шпунт [Шпунт и др., 1979, 1982; Олейников и др., 1983; Шпунт, 1987; Шпунт, Олейников, 1989]. Однако на северо-востоке платформы эти образования нигде не обнажены и встречаются только в гальках рассматриваемых конгломератов. Крупный размер галек предполагает сравнительно ближнийнос. Выполняющие конгломераты гальки имеют, как правило, округлую форму (см. рис. 4, в—д). Облегающие контакты некоторых галек между собой (см. рис. 4, д) не исключают, что их захоронение происходило в пластичном состоянии непосредственно после внедрения трахириолитов. U-Pb датирование по цирконам двух галек размером около 20 см показало, что их возраст равен 534.6 ± 0.4 млн лет [Bowring et al., 1993].

Выше по разрезу конгломераты перекрываются 45-метровым базальтовым покровом (см. рис. 3, б) с отчетливой шаровой отдельностью (см. рис. 4, е), возраст которого считается раннекембрийским [Олейников и др., 1983; Прокопьев и др., 2001; Prokoriev et al., 2011; Киселев и др., 2012а,б; Khudoley et al., 2013] на основании того, что выше базальтов залегают существенно карбонатные породы, содержа-

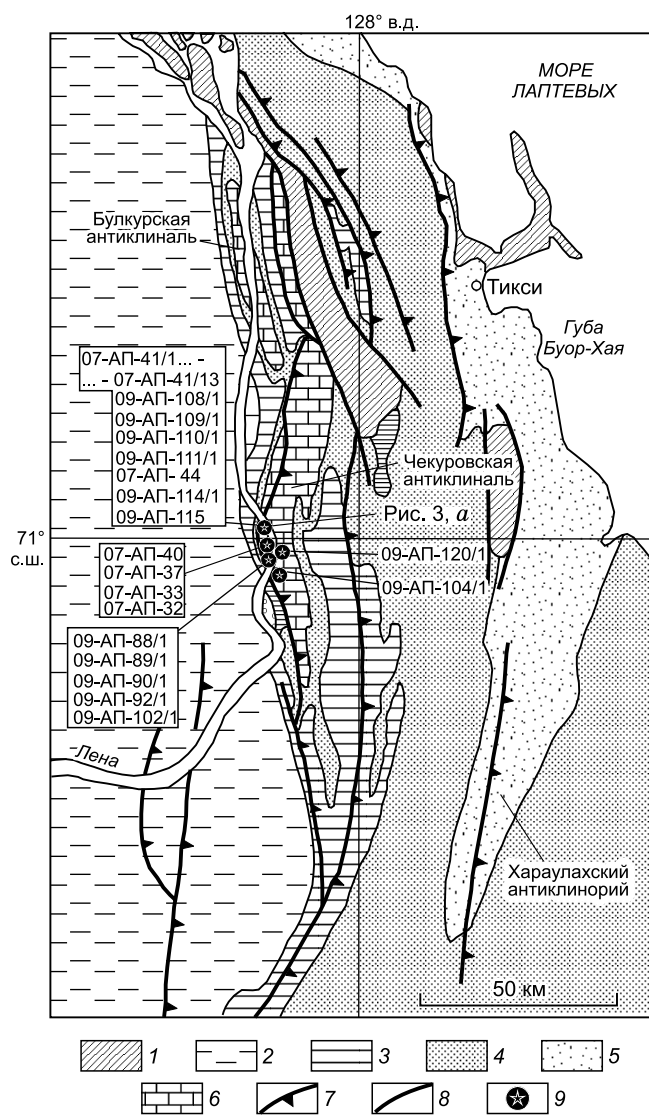


Рис. 2. Схематическая геологическая карта северной части фронта Верхоянского складчато-надвигового пояса, север Хараулахского антиклинория (Прокопьев, Дейкуненко, 2001] с изменениями и дополнениями).

Положение карты показано на рис. 1. Отложения: 1 — кайнозойские, 2 — меловые, 3 — триасовые и юрские, 4 — пермские, 5 — каменноугольные, 6 — верхнекембрийские и кембрийские, 7 — надвиги, 8 — прочие разломы, 9 — местоположение изученных разрезов и точки отбора образцов.

щие скелетную фауну раннекембрийского возраста [Репина и др., 1974; Миссаржевский, 1989]. Шпунт Б.Р. [1987] выделяет в исследованном обнажении два лавовых потока мощностью 4 и 48 м, а в 1 км западнее в долине руч. Бискэйбит — до 5 маломощных потоков. Выше этого покрова в кембрийских отложениях мафических магматических тел не задокументировано. В 15 км южнее в береговых обнажениях Лены в районе устья руч. Укта также отмечен базальтовый покров мощностью до 10 м вблизи основания нижнего кембрия, но описанные выше конгломераты здесь не установлены. Западнее, на Оленекском поднятии, в нижнекембрийской монгусской (кессюсинской) свите базальные песчаники, залегающие с разрывом на вендских толщах, перекрыты туфобрекчиями, туфоконгломератами [Сметанникова и др., 2013], пирокластическими брекчиями, из которых U-Pb методом по цирконам был получен возраст 543.9 ± 0.24 млн лет [Bowring et al., 1993]. Здесь также отмечены вышезалегающие базальтовые потоки, туфы и трахиты мощностью до 0.5—10 м [Сметанникова и др., 2013].

Залегающие выше карбонатные и терригенно-карбонатные породы нижнего—верхнего кембрия (сэктэнская, маяктахская и огоньорская свиты) с разрывом перекрываются нижнепермскими терригенными толщами (см. рис. 3, а).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Трахириолиты (кварц-полевошпатовые породы), которыми сложены гальки нижнекембрийских конгломератов, мелкозернистые, текстура порфирировая, иногда гломеропорфирировая. Вкрапленники составляют около 30—45 % и сложены ортоклазом, кварцем, полностью измененными темноцветными минералами. Ортоклаз образует таблички призматической формы размером от долей миллиметров до 5—7 мм; кварц — округлые, близкие к призматическим зернам аналогичных размеров (рис. 5, а). Полевой шпат частично пелитизирован (см. рис. 5, б). Темноцветные минералы, судя по морфологии, изначально являлись амфиболами. Они представлены псевдоморфозами рудных минералов с агрегатами хлорита, вторичных амфиболов, эпидот-цоизитовых минералов и агрегатами кварца, и калиевого полевого шпата (см. рис. 5, в). Основная масса сложена зернами калиевого полевого шпата, кварца, окиснорудными минералами и хлоритом (см. рис. 5, г). Структура — аллотриоморфно-зернистая. Размер зерен ~0.01—0.03 мм. Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, сульфидами, оксидами железа. По текстурно-структурным особенностям и минеральному составу породы могут быть отнесены к субвулканическому калиевым трахириолитовым порфирам.

Вышезалегающий покров сложен мелкозернистыми трахибазальтами с миндалекаменной текстурой. Породообразующие минералы — плагиоклаз 45—55 %, клинопироксен 20—40 %, титаномagnetит, апатит, рудные минералы — до 5 %. Содержание раскристаллизованного стекла от 5 до 25 % (см.

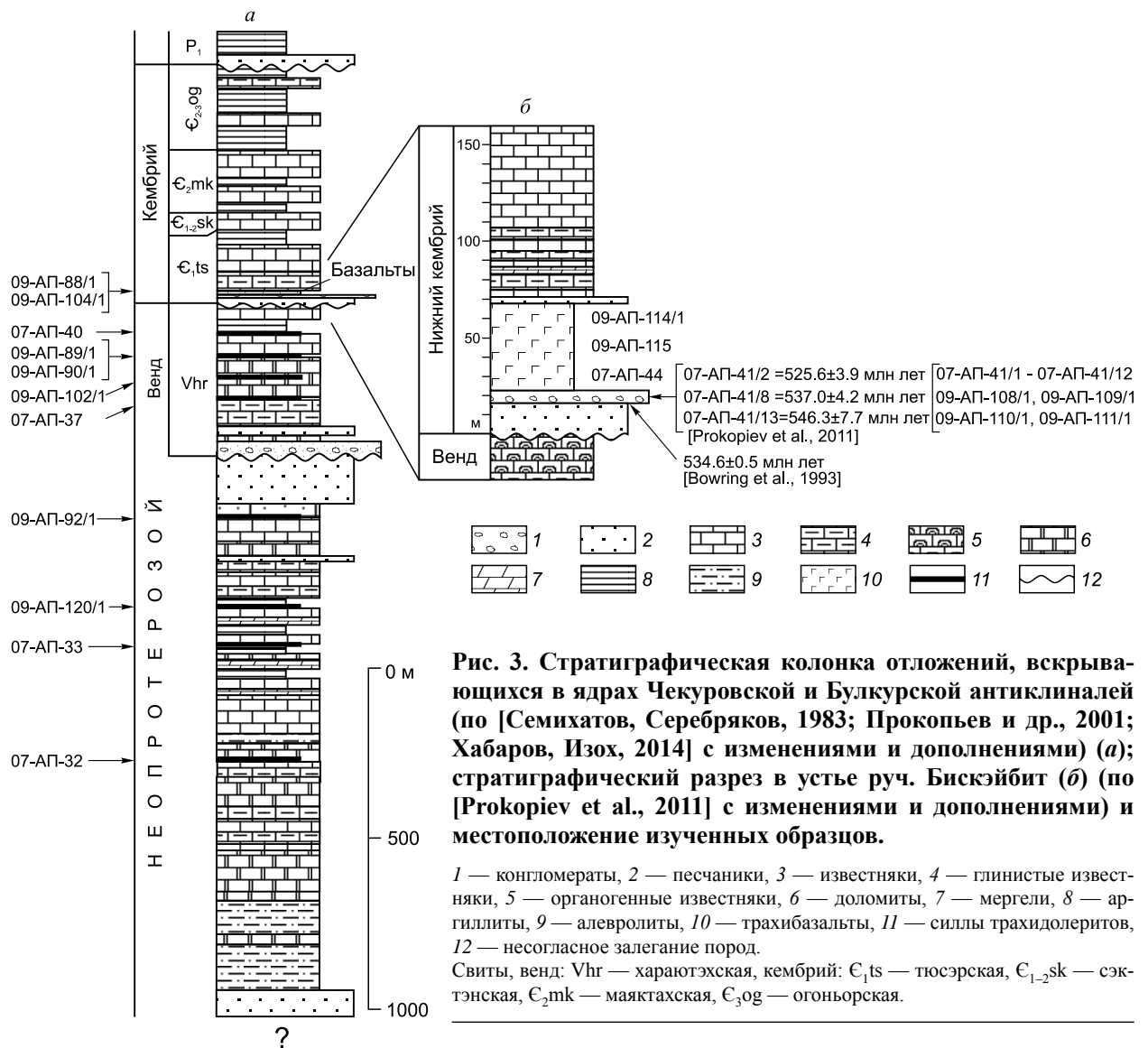


рис. 5, д, е). Породы изменены процессами пропилитизации с образованием хлорита, альбита, в меньшей степени карбонатов, серицита и гематита (от 15 до 25 %), а в обр. 09-АП-104/1 их содержание достигает 50 %. Миндалины выполнены хлоритом, кальцитом и эпидотом [Khudoley et al., 2013].

Силлы и дайки, локализованные в разрезе неопротерозоя, сложены однотипными трахидолеритами. В контактовых частях развиты миндалекаменные текстуры. Миндалины выполнены преимущественно кварцем с подчиненным количеством кальцита, хлорита, анальцима, цеолитов, глинистого минерала. Породообразующими минералами трахидолеритов являются плагиоклаз лабрадор-андезинового состава и титанистый авгит, также диагностируются боулингитовые псевдоморфозы по оливину и титаномагнетит. Поздне- и постмагматические преобразования выражены в серицитизации, карбонатизации и альбитизации плагиоклазов, а также образовании анальцима, ортоклаза, хлорита [Олейников и др., 1983].

МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Породообразующие элементы определены по валовым пробам в ИГАБМ СО РАН (г. Якутск) классическими методами силикатного анализа («мокрая химия»). Содержания элементов-примесей были определены методами масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на эмиссионном спектрометре Optima 4300DV и масс-спектрометре ELAN 6100 DRC в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

Определения содержаний и изотопных составов Sm и Nd выполнены в ИГГД РАН (г. Санкт-Петербург) на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI в статическом режиме. Химическое вы-

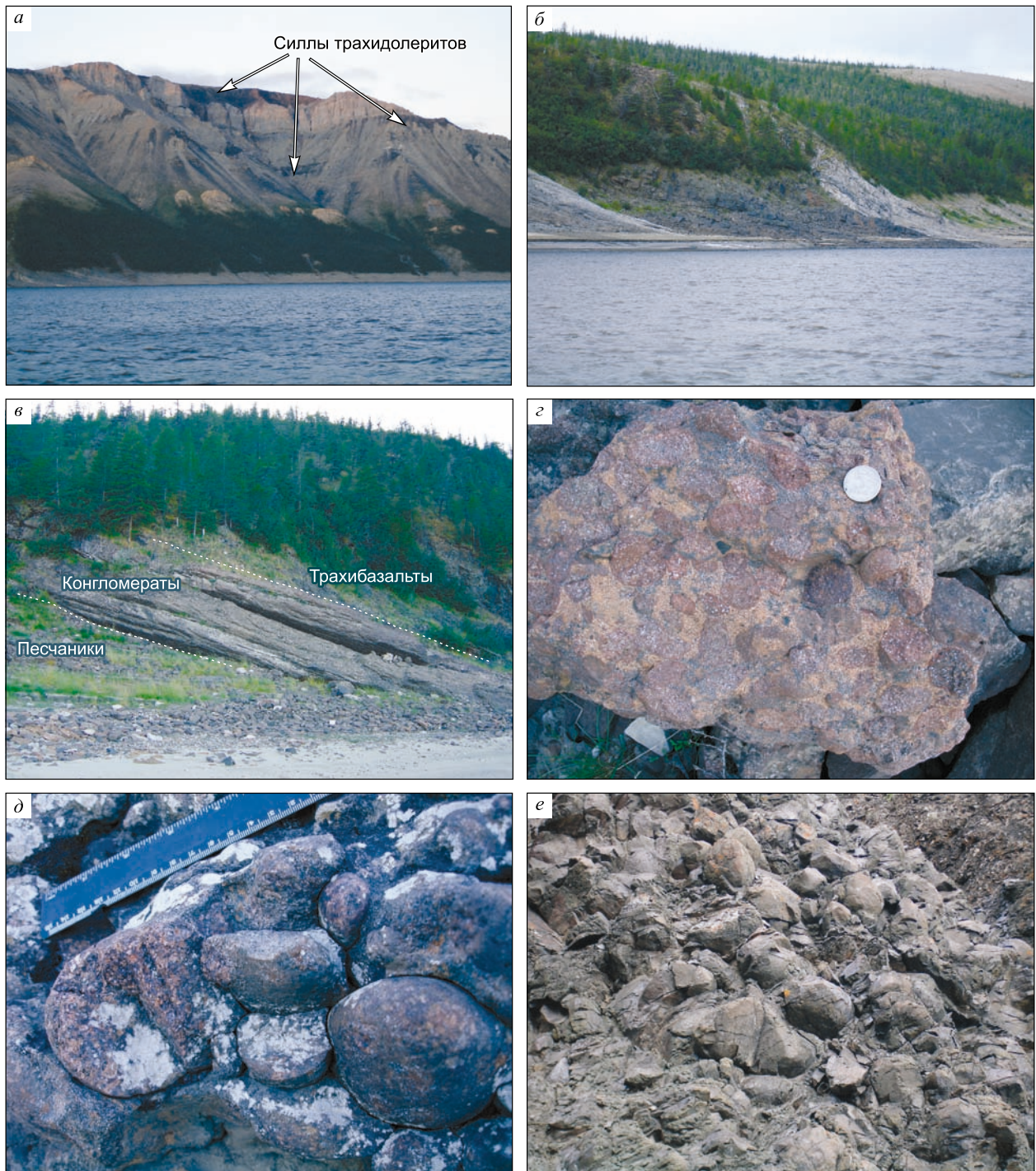


Рис. 4. Силлы трахидолеритов в разрезе неопротерозоя ядра Чекуровской антиклинали (а, б); нижнекембрийские конгломераты в приустье части руч. Бискэйбит (в, з, д); раннекембрийские шаровые трахибазальты (е).

деление Sm и Nd производилось после разложения валовых проб и минералов в смеси кислот ($\text{HF} + \text{HNO}_3$) при температуре 110°C , к которым был добавлен смешанный индикатор ^{149}Sm — ^{150}Nd . REE были выделены посредством стандартной катионно-обменной хроматографии на колонках со смолой Bio-Rad AG1-X8. Последующее выделение Sm и Nd из REE проводилось с помощью экстракционной хроматографии на колонках EICHRON со смолой LN-Spec согласно методике, изложенной в работе [Котов и др., 1995]. На момент проведения работы уровень лабораторного загрязнения, определяемый холостым

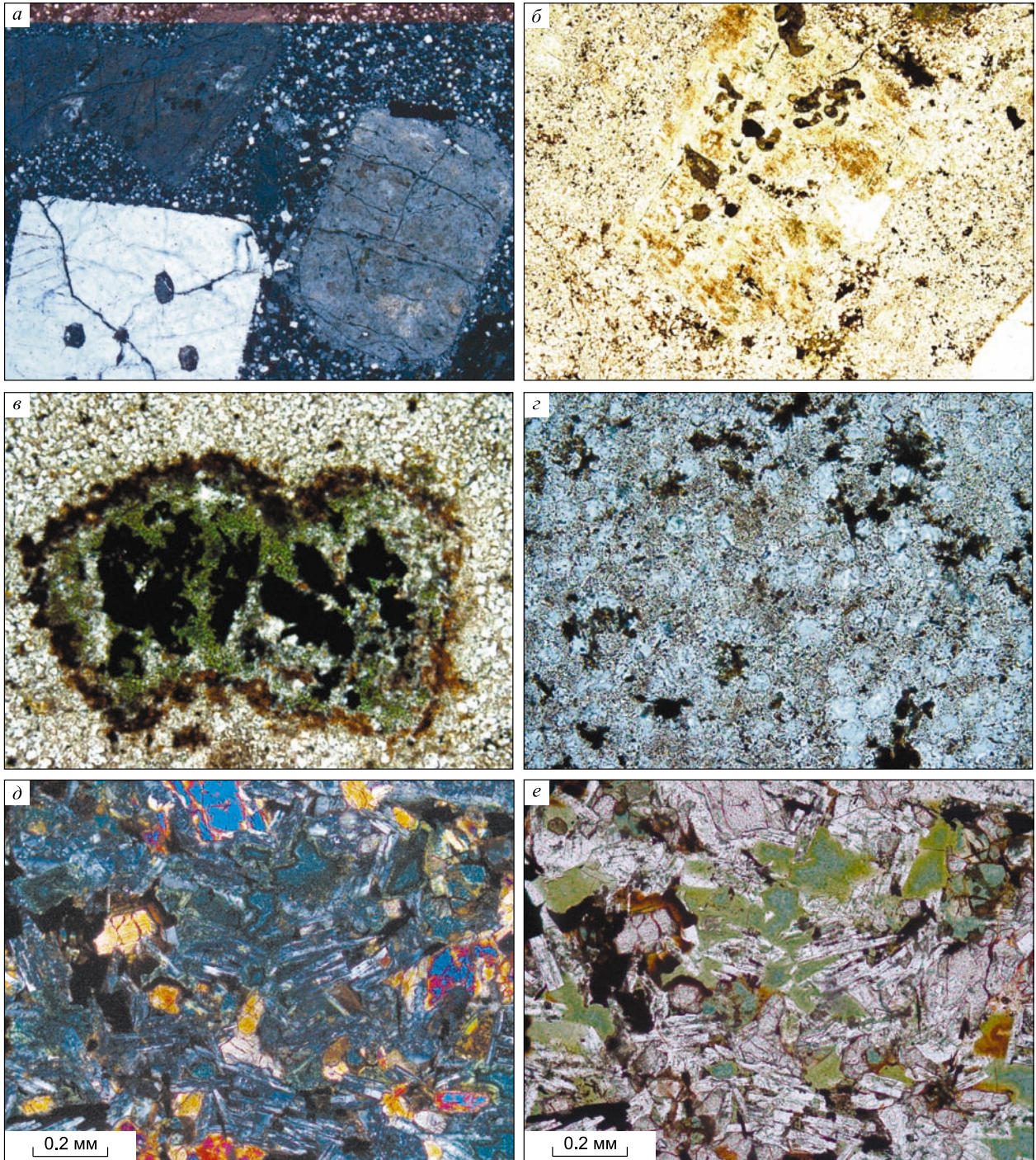


Рис. 5. Микрофотографии магматических пород, вскрывающихся в ядре Чекуровской антиклинали.

Трахирioлиты из галек конгломератов: *a* — порфировые выделения калиевого полевого шпата и кварца, обр. 07-АП-41/2, ув. 40, николи \times , *б* — пелитизированное зерно калиевого полевого шпата, обр. 07-АП-41/8, ув. 40, николи \parallel , *в* — псевдоморфоза по амфиболу (окисно-рудные минералы с ассоциацией хлорита, вторичных амфиболов, эпидот-цоизитовых минералов), окаймленная полупрозрачными оксидами железа, обр. 07-АП-41/13, ув. 40, николи \parallel , *г* — основная масса, сложенная калишпатом, кварцем, рудными минералами и хлоритом, обр. 07-АП-41/13, ув. 200, николи \parallel ; *д*—*е* — гидротермально измененные базальты, обр. 09-АП-115 [Khudoley et al., 2013]. Магматические клинопироксен и плагиоклаз замещаются хлоритом (пропилитизация).

опытом, составил 0.03—0.1 нг для Sm и 0.1—0.2 нг для Nd. Измеренные отношения $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ нормализованы к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ и приведены к отношению $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512117$ в Nd международном стандарте JNdi-1. Средневзвешенное значение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в Nd стандарте JNdi-1 за период измерений составило 0.512105 ± 4 (2σ , $n = 25$). Точность определения изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ оценивалась по серии повторных анализов стандарта BCR-2 и составляет $\pm 0.3\%$ и $\pm 0.002\%$ соответственно. При расчете величин $\varepsilon_{\text{Nd}}(t)$ и модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ использованы современные значения CHUR $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$ [Jacobsen, Wasserburg, 1984] и DM $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.2136$ [Golstein, Jacobsen, 1988]. Для учета возможного фракционирования Sm и Nd во внутрикоровых процессах также были рассчитаны величины двустадийных модельных возрастов $T_{\text{Nd}}(\text{DM-2st})$ [Liew, Hofmann, 1988].

Rb-Sr изотопные анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН (г. Якутск) на масс-спектрометре MI-1201-T с использованием танталовых лент в однолучевом режиме. Содержания Rb определены методом изотопного разбавления, а Sr — двойного изотопного разбавления. Изотопный состав Sr оценивался без добавления индикатора. Химическая подготовка образца осуществлялась разложением в смеси $\text{HF} + \text{HClO}_4$ (3:1) в автоклавном режиме в тefлоновых бомбах при температуре 200 °C в течение 8 ч. Разделение элементов производилось способом ионообменной хроматографии с использованием смолы Dowex 50 x 8, 200—400 меш. Внутренняя погрешность измерения изотопных отношений не превышала 0.05 %. Воспроизводимость параллельных анализов при измерении содержаний ^{87}Rb , ^{88}Sr и отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ не превышала 0.5, 0.4 и 0.03 % соответственно. Содержания общего Rb и Sr в холостых опытах на период измерений проб составляли 0.006—0.010 и 0.03—0.05 г/т соответственно. Контроль точности и воспроизводимости изотопных измерений проводился по изотопному стандарту «Карбонат-70», для которого за истекший период по 8 анализам среднее нормализованное значение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7089 \pm 0.0002$.

Для U-Pb изотопных исследований использовались те же пробы, что и для Rb-Sr и Sm-Nd определений. Выделение монофракции цирконов осуществлялось по стандартной схеме: измельчение, ситование на размерные фракции, затем фракцию < 0.25 мм пропускали через центробежный концентратор, полученную тяжелую фракцию обрабатывали электромагнитом. Окончательная «доводка» концентрата осуществлялась в тяжелой жидкости. Из полученного концентрата под биноклем отбирали несколько десятков зерен, затем из них наиболее типичные разности, которые и использовались для изотопных исследований. U-Pb датирование цирконов осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Отобранные зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с зернами цирконовых стандартов TEMORA и 91500, а далее сошлифованы и приполированы приблизительно на половину своей толщины. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные (КЛ) изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность цирконов.

Определение величин U-Pb отношений на SHRIMP-II проводилось по методике, описанной в статье [Williams, 1998]. Интенсивность первичного пучка молекулярных отрицательно заряженных ионов кислорода составляла ~ 2.5 —4 нА, диаметр пятна (кратера) — $\sim 15 \times 10$ мкм.

Полученные данные обрабатывались с использованием программы SQUID [Ludwig, 2001]. U-Pb отношения нормализовались на значение 0.0668, приписанное стандартному циркону TEMORA, что соответствует возрасту этого циркона 416.75 млн лет [Black et al., 2003]. Погрешности единичных анализов (отношений и возрастов) приводятся на уровне 1σ , погрешности вычисленных конкордантных возрастов на уровне 2σ . При построении графиков с конкордией использовалась программа ISOPLOT [Ludwig, 2003].

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Содержание главных и редких элементов в породах раннекембрийского бимодального комплекса Чекуровской антиклинали приведены в табл. 1, 2.

Риолиты из нижнекембрийских конгломератов. По петрохимическим характеристикам (табл. 1) кислые породы принадлежат к высокощелочным риолитам высококалиевой серии. На классификационных диаграммах фигуративные точки составов локализуются в основном в полях риолитов (рис. 6, а) и трахитов, тяготея к полю комендитов и пантеллеритов (см. рис. 6, б): высокое содержание $\text{SiO}_2 = 70.04$ —74.85 %, выдержанные $\text{Al}_2\text{O}_3 = 12.05$ —12.80 %, высокое содержание щелочей: сумма щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 9.01$ —10.55 %, при подавляющем доминировании $\text{K}_2\text{O} = 8.51$ —9.91 %, низких содержаниях Na_2O , варьирующих в пределах 0.09—1.4 %. Основная часть пород относится к слабо пересыщенным алюминием гранитам, редко ненасыщенным ($\text{ASI} = 0.95$ —1.16, $\text{A/NK} = >1$) (рис. 7, а). Низкое содержание MgO (0.11—1.77 %), CaO (0.18—0.96 %), TiO_2 (0.28—0.36 %) коррелирует с минеральным

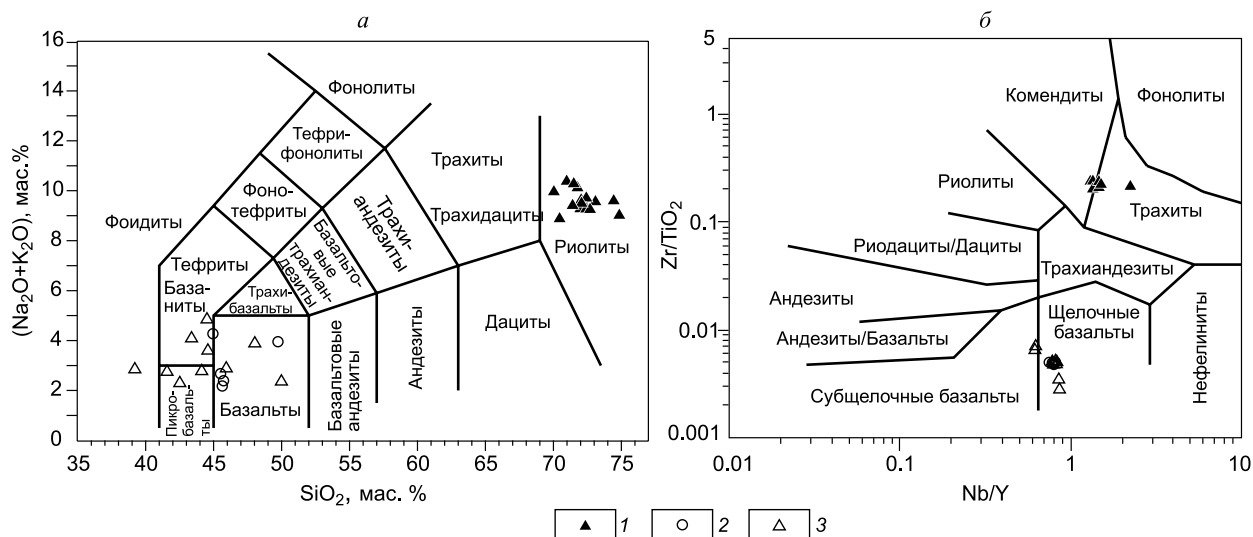


Рис. 6. Классификационные диаграммы для пород бимодального комплекса Чекуровской антиклинали.

а — диаграмма $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ — SiO_2 [Le Bas et al., 1986]; *б* — Zr/TiO_2 — Nb/Y [Winchester, Floyd, 1977]. 1 — риолиты, 2 — трахибазальты, 3 — трахидолериты.

составом пород. Низкие значения содержаний $\text{H}_2\text{O}^+ < 1$, п.п.п. < 0.32 и $\text{CO}_2 < 0.8$ показывают, что породы практически не затронуты вторичными изменениями. По большинству геохимических характеристик трахириолиты соответствуют А-гранитам. Породы имеют повышенное содержание железа и соответствуют железистому типу А-гранитов или щелочным гранитам [Frost et al., 2001; Frost, Frost, 2008] (см. рис. 7, б, в). На дискриминантных диаграммах Дж. Пирса [Pearce et al., 1984] по соотношению редких элементов, в частности $\text{Rb}-(\text{Y} + \text{Nb})$ (см. рис. 7, з), фигуративные точки составов располагаются в поле внутриплитных гранитов, а по классификации [Maniarg, Piccoli, 1989] (см. рис. 7, д) тяготеют к полям гранитоидов, связанных с рифтогенными структурами. Наблюдаются высокие содержания высокозарядных элементов HFSE и REE (г/т): $\text{Nb} = 81-92$, $\text{Zr} = 687-745$, $\text{Hf} = 16.2-16.9$, $\text{Ta} = 5.05-5.88$, $\text{Zr} = 687-745$, $\text{Y} = 36-68$, $\text{Th} = 10-12$, $\text{REE} = 273-548$, что также характерно для рифтогенных гранитов (см. табл. 1), при низких содержаниях $\text{TiO}_2 = 0.28-0.36\%$ и $\text{Sr} = 19.7-44.4$ г/т. Отношение Nb/Y варьирует от 1.29 до 2.22, указывая на обогащение пород ниобием. По соотношению $\text{Y}-\text{Nb}-\text{Ce}$, согласно классификации [Eby, 1992, 2006] (см. рис. 7, е), они в большей степени соответствуют А-гранитам, имеющим характеристики базальтов океанических островов и континентальных рифтов. Содержание LREE превышает в 110—140 раз хондритовое при практически пологом распределении HREE на уровне 20—40 хондритовых норм (рис. 8, а). Наблюдается снижение нормативных количеств элементов от LREE к HREE, фракционированный тренд с вариацией отношений $(\text{La}/\text{Sm})_n = 2.30-3.36$, $(\text{La}/\text{Lu})_n$ отношения = 4.68—14.74, $(\text{La}/\text{Yb})_n = 5.60-19.03$. Максимальные значения характерны для рифтогенных образований. Присутствует умеренная отрицательная европиевая аномалия $(\text{Eu}/\text{Eu}^*) = 0.44-0.5$, отражающая роль фракционирования плагиоклазовой фазы. На спайдер-диаграммах, нормированных по примитивной мантии элементов (см. рис. 8, б), отсутствует Nb-Ta аномалия (отношение $\text{La}/\text{Nb} = 0.48-1.20$, в среднем 0.90, $(\text{Th}/\text{Nb})_{\text{pm}} = 0.95-1.25$, в среднем 1.07) и наблюдается обогащение всеми элементами при резко выраженных отрицательных аномалиях Sr, Ti и P, что вместе с Eu-аномалией свидетельствует о фракционировании полевошпатовой составляющей, апатита и Fe-Ti оксидов. Отсутствие Nb-Ta минимума исключает заметное влияние корового материала на состав исходных расплавов. При столь высоких содержаниях калия концентрация Ba составляет лишь 180—410 г/т, а Rb — 96—120 г/т. Наблюдаются предельно низкими содержаниями $\text{Sr} = 20-44$ г/т.

Трахибазальты являются высокотитанистыми толеитами (рис. 9, а) с содержанием $\text{SiO}_2 = 44.95-49.74\%$, суммой щелочей $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 2.18-4.27\%$ (см. рис. 6, а), при варьирующих содержаниях $\text{Na}_2\text{O} = 1.70-3.18\%$ и повышенных $\text{K}_2\text{O} = 0.48-2.54\%$, что отражается на отношении $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.7-4.1$. Породы характеризуются высокими концентрациями $\text{TiO}_2 = 3.44-3.79\%$. Для минимизации влияния гидротермальных (вторичных) процессов на состав пород, при классификации были использованы соотношения высокозарядных элементов и широко используемая в этих случаях диаграмма Zr/TiO_2 —

La	54.9	91.6	78.6	85.3	102	86.7	42.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ce	126	202	166	202	223	190	106	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pr	16.8	26.5	21.9	25.4	29.6	24.2	12.9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Nd	65.2	106	82	106	122	98.5	53.3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Sm	12.3	20.5	15.1	19.7	22.7	19.5	11.9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Eu	1.69	2.59	2.13	2.33	3	2.43	1.87	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Gd	9.92	14.4	12.2	12.9	16.4	14.3	10.9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Tb	1.58	2.05	1.84	1.6	2.13	2.16	1.99	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Dy	9.42	11.1	10.9	7.65	10.8	12	12.7	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ho	2.11	2.33	2.25	1.48	2.07	2.42	2.64	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Er	6.37	6.52	6.35	4.62	6.63	7.33	7.57	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Tm	0.87	0.95	1.03	0.74	1.05	1.04	1.08	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Yb	5.52	6.29	6.32	4.16	5.94	6.63	7.03	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Lu	0.8	0.88	0.92	0.62	0.97	0.98	0.97	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Hf	16.2	16.6	16.5	16.9	16.2	16.3	16.8	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Ta	5.5	5.05	5.08	5.88	5.3	5.35	5.42	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Pb	3.71	4.24	5.46	3.89	6.05	4.52	3.14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Th	12.4	10.6	10.4	12.1	10.5	10.2	10.4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
U	2.3	2.07	2.77	1.51	2.51	3.33	2.76	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
ASI	1.16	1.07	1.09	0.99	0.95	0.98	1.02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Eu/ Eu*(n)	0.48	0.468	0.48	0.45	0.46	0.44	0.50	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Nb/Y	1.43	1.40	1.57	2.22	1.52	1.49	1.29	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
(La/Sm) _n	2.88	2.88	3.36	2.80	2.90	2.87	2.30	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
(La/Lu) _n	7.35	11.16	9.16	14.74	11.27	9.48	4.68	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
(La/Yb) _n	9.23	13.52	11.54	19.03	15.94	12.14	5.60	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. $Eu/Eu^*(n) = (Eu_n)/(Sm_n \cdot Gd_n)^{0.5}$. Содержания элементов здесь и в табл. 2 нормированы по хондриту согласно [Sun, McDonough, 1989]. ASI (мол) = $= Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$.

Таблица 2. Содержание главных (мас. %) и редких (г/т) элементов в базитах раннекембрийского бимодального комплекса Чекуровской антиклинали

Компо- нент	Трахидолериты										Трахибазальты				
	07- АП-32	07- АП-33	07- АП-37	07- АП-40	09-АП- 89/1	09-АП- 90/1	09-АП- 91/1	09-АП- 92/1	09-АП- 102/1	09-АП- 120/1	07- АП-44	09-АП- 88/1	09-АП- 104/1	09-АП- 114/1	09-АП- 115
SiO ₂	44.13	39.2	42.51	44.58	45.93	48.03	49.99	44.51	41.57	43.38	45.64	45.73	49.74	45.51	44.95
TiO ₂	4.6	6.39	3.45	3.81	3.47	2.49	2.42	3.93	6.02	4.15	3.44	3.79	3.67	3.49	3.6
Al ₂ O ₃	14.12	11.69	13.51	13.97	14.52	14.7	13.56	14.82	12.05	14.03	14.19	14.56	14.74	15.05	14.58
Fe ₂ O ₃	5.65	6.9	6.26	4.95	3.51	2.38	3.09	6.25	8.07	5.87	5.22	5	4.02	6.17	9.34
FeO	8.73	10.35	7.31	9.21	10	9.97	9.98	9.12	9.75	8.49	8.17	9.53	6.36	7.64	6.21
MnO	0.23	0.2	0.22	0.2	0.18	0.22	0.21	0.16	0.21	0.19	0.2	0.21	0.3	0.18	0.15
MgO	6.62	5.58	5.41	7.2	6.95	6.45	6.44	3.96	5.81	6.91	6.15	6.5	7.41	7.62	6.51
CaO	8.52	11.6	11.43	8.37	10	8.23	10.42	9.69	10.56	8.23	11.13	9.78	8.29	9.09	8.19
Na ₂ O	2.1	2.27	1.76	2.61	2.08	2.5	1.75	3.74	2.15	3.34	1.7	1.87	3.18	1.87	1.73
K ₂ O	0.67	0.57	0.53	0.98	0.8	1.38	0.6	1.1	0.59	0.74	0.48	0.52	0.77	0.8	2.54
H ₂ O-	0.26	0.18	0.5	0.22	0.44	0.29	0.38	0.13	0.39	0.19	0.36	1.28	0.25	1	0.52
H ₂ O+	2.79	2.6	2.3	2.9	2.02	1.99	0.91	1.44	1.3	3.72	1.86	1.71	1.54	2.05	2.27
П.п.п.	0.42	0	0	0.11	0	0.8	0	0	0	0	0.05	0	0	0	0
P ₂ O ₅	0.46	0.39	0.35	0.38	0.32	0.26	0.24	0.54	0.38	0.47	0.33	0.35	0.38	0.33	0.33
CO ₂	0	2.1	4.37	0.27	0.27	0	0	0.77	1.82	0.44	0.81	0	0	0	0
S	0.31	0.36	0.11	0.09	0.02	0.05	0.18	0.41	0.3	0.19	0.08	0.13	0.08	0.02	0.08
Сумма	99.61	100.38	100.02	99.85	100.51	99.74	100.17	100.57	100.97	100.34	99.81	100.96	100.73	100.82	101.00
Sc	29.9	45	32.7	30.8	38.7	39.3	44.1	30.1	53.5	33.2	31	38.1	38.9	38.7	39.6
V	379	602	355	333	380	301	306	459	658	349	339	393	359	329	347
Cr	97.5	27.3	99.2	90.6	152	219	367	54.9	94.8	127	122	116	144	118	111
Co	47.4	59.1	41.1	47.7	50.9	43.2	47	44.7	57.7	50.2	56.7	54.4	49.7	44.7	41.1
Ni	55.5	51.4	52.1	55.2	63.8	64.8	77	13.8	35.3	63.6	81.1	55.8	56.9	56.1	49.2
Rb	11.1	10.1	8.37	10.6	11.9	21.9	13.3	12.1	8.03	18.6	7.54	8.32	4.07	5.44	20.8
Sr	808	779	357	589	373	604	247	325	384	789	323	353	312	342	463
Y	25.2	22.9	26.9	23.5	26.9	31.8	29.2	30.4	25.4	23.3	27.7	29.4	28.4	27.9	29.4
Zr	180	151	165	161	166	160	147	206	171	148	177	181	184	170	181
Ba	240	432	134	1240	—	—	—	—	—	—	144	156	392	228	296
La	18.9	14.5	16.9	15.8	17	16.9	15.9	21.6	16.1	17	17.3	18.3	17.7	17.5	20
Ce	43.8	34.2	39.6	38	40.4	39.1	35.7	51.2	38.9	40.8	40.1	44.3	42.1	40.5	43.9
Pr	6.16	5.15	5.55	5.56	5.56	4.98	4.82	7.01	5.39	5.72	5.58	5.91	5.53	5.49	5.8
Nd	29	24.1	25.5	25.3	27.2	25.1	23.7	36.2	28.5	28	25.5	29.4	28.3	26.5	28.1
Sm	6.88	5.75	6.19	6.06	6.89	6.15	5.69	9.47	7.31	6.61	6.28	7.15	7.23	6.62	6.47
Eu	3.13	2.55	2.25	2.52	2.11	1.87	1.79	3.52	2.65	2.73	2.09	2.14	1.95	2.09	2.29
Gd	6.83	5.65	5.82	6	6.39	6.21	5.47	7.71	6.76	6.43	5.93	6.73	6.72	6.49	6.52
Tb	0.88	0.77	0.85	0.83	0.98	1.02	0.86	1.1	1	0.96	0.86	1.04	0.99	0.97	1.1
Dy	5.05	4.74	5.2	5.03	5.57	6.01	5.83	5.98	5.2	5.02	5.35	5.79	5.71	5.48	6.02
Ho	1.08	0.93	1.06	0.95	1.08	1.24	1.18	1.18	1.05	0.98	1.11	1.15	1.06	1.12	1.15
Er	2.42	2.28	2.56	2.31	2.88	3.52	3.32	3.22	2.67	2.59	2.79	3.16	3.06	2.98	2.97
Tm	0.29	0.3	0.31	0.31	0.42	0.5	0.49	0.46	0.37	0.33	0.34	0.42	0.45	0.4	0.43
Yb	2	1.81	2.14	1.79	2.25	2.84	2.7	2.37	2.06	1.85	2.16	2.46	2.08	2.37	2.3
Lu	0.29	0.27	0.32	0.27	0.34	0.44	0.42	0.36	0.31	0.31	0.31	0.4	0.33	0.35	0.34
Hf	4.34	3.91	3.92	3.86	4	4.22	3.79	5.08	4.18	3.65	4.27	4.39	4.68	4.52	4.87
Ta	1.52	1.22	1.29	1.26	1.34	1.25	1.17	1.45	1.45	1.33	1.29	1.7	1.46	1.43	1.51
Pb	< 1	2.02	2.14	2.68	1.73	1.69	1.85	1.41	1.22	1.85	2.09	3.01	2.11	2.67	4.08
Th	1.29	1	1.29	1.04	1.14	1.78	1.74	1.55	1.18	1.11	1.38	1.47	1.53	1.43	1.43
U	0.43	0.29	0.41	0.33	0.36	0.64	0.53	0.51	0.52	0.49	0.44	0.43	0.57	0.42	0.38

Компонент	Трахидолериты										Трахибазальты				
	07-АП-32	07-АП-33	07-АП-37	07-АП-40	09-АП-89/1	09-АП-90/1	09-АП-91/1	09-АП-92/1	09-АП-102/1	09-АП-120/1	07-АП-44	09-АП-88/1	09-АП-104/1	09-АП-114/1	09-АП-115
Cu	—	—	—	—	83	162	162	22.4	49.9	45.5	0	96	465	22.9	36.7
Zn	—	—	—	—	82.2	96.6	112	176	156	140	—	141	147	127	140
Nb	—	—	—	—	22.3	19.8	18.3	23.7	21.8	19.8	20.9	23.5	23.4	22.2	23.2
Eu/Eu*(n)	1.40	1.37	1.15	1.28	0.97	0.93	0.98	1.26	1.15	1.28	1.05	0.94	0.86	0.98	1.08
(La/Lu) _n	6.98	5.76	5.66	6.27	5.36	4.12	4.06	6.43	5.57	5.88	5.98	4.90	5.75	5.36	6.30
(La/Yb) _n	6.78	5.75	5.66	6.33	5.42	4.27	4.22	6.54	5.61	6.59	5.75	5.34	6.10	5.30	6.24
Tb/Yb	0.44	0.42	0.40	0.46	0.44	0.36	0.32	0.46	0.49	0.52	0.40	0.42	0.48	0.41	0.48
La/Yb	9.45	8.01	7.90	8.83	7.56	5.95	5.89	9.11	7.82	9.19	8.01	7.44	8.51	7.38	8.70
La/Sm	2.75	2.52	2.73	2.61	2.47	2.75	2.79	2.28	2.20	2.57	2.75	2.56	2.45	2.64	3.09
Nb/Y	—	—	—	—	0.83	0.62	0.63	0.78	0.86	0.85	0.75	0.80	0.82	0.80	0.79

Примечание. $Eu/Eu^*(n) = (Eu_n)/(Sm_n \cdot Gd_n)^{0.5}$.

Nb/Y [Winchester, Floyd, 1977], согласно которой изучаемые породы относятся к щелочным базальтам (см. рис. 6, б). Отношение $Ti/V = 58—64$ также характеризует их как щелочные базальты или OIB базальты (см. рис. 9, б). По соотношению $Zr—Ti—Y$ и $Zr—Nb—Y$ породы относятся к внутриплитным щелочным базальтам (см. рис. 9, в, з). Спектр распределения REE ближе к таковому для OIB (рис. 10, а). Содержание LREE превышает в 70—90 раз хондритовое при практически пологом распределении HREE на уровне десяти хондритовых норм. Отношения $(La/Lu)_n$ и $(La/Yb)_n$ варьируют от 4.90 до 6.03 и от 5.30 до 6.24 соответственно. Европиевая аномалия практически отсутствует — $Eu/Eu^* = 0.86—1.08$. На спайдер-диаграммах (см. рис. 10, б) наблюдается в целом выдержанный состав, с разбросом лишь в области крупноионных элементов, положительные аномалии Nb-Ta, Ba и Ti, слабая отрицательная по Sr.

Трахидолериты имеют менее устойчивый состав, что может быть связано с присущей породам миндалекаменной текстурой. В целом породы относятся к высокотитанистым щелочным базальтам (трахидолеритам, по [Олейников и др., 1983]). Содержание $SiO_2 = 39.20—49.99$ %, в среднем 44.38 %, сумма щелочей $Na_2O + K_2O = 2.29—4.84$ % (см. рис. 6, а), при варьирующих содержаниях $Na_2O = 1.76—3.74$ % и повышенных $K_2O = 0.53—1.38$ %, что отражается на отношении $Na_2O/K_2O = 1.81—3.98$. На диаграмме $Zr/TiO_2—Nb/Y$ фигуративные точки составов пород ложатся в поле щелочных базальтов или на границе его с полем субщелочных базальтов (см. рис. 6, б). Породы характеризуются высокими концентрациями $TiO_2 = 2.42—4.06$, вплоть до 6.39 % в двух образцах, обогащенных минералами титана: титаномагнетитом и сфеном. Отношение $Ti/V = 47—73$ также характеризует их как щелочные базальты или базальты OIB-типа (см. рис. 9, б). Наблюдается слабофракционированный спектр распределения REE с вариацией отношений $(La/Lu)_n = 4.06—6.98$, $(La/Yb)_n = 4.22—6.78$. Спектр распределения REE и мультиэлементные диаграммы идентичны таковым для базальтов покрова, что может свидетельствовать об их генетическом единстве (см. рис. 10). Средние значения индикаторных отношений в трахидолеритах и трахибазальтах практически совпадают: $La/Yb = 7.96$ и 8.01 , $La/Sm = 2.57$ и 2.70 , $Tb/Yb = 0.43$ и 0.44 , $Nb/Y = 0.76$ и 0.79 , $Nb/Zr = 7.9$ и 7.9 , $Rb/Ba = 0.04$ и 0.04 соответственно. Отличие проявляется в установленной в ряде образцов слабой положительной европиевой аномалии $Eu/Eu^* = 0.93—1.40$, Sr аномалии и несколько большей дисперсии содержания элементов. Содержание LREE превышает в 70—90 раз хондритовые при практически пологом распределении HREE на уровне десяти хондритовых норм. В целом спектры распределения редких и редкоземельных элементов располагаются между трендами OIB и E-MORB.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-РЬ ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ГАЛЕК РИОЛИТОВ ИЗ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ КОНГЛОМЕРАТОВ

Образец 07-АП-41/2. Цирконы представлены светло-коричневыми и прозрачными идиоморфными призматическими зёрнами и их обломками. Содержат много включений апатита, расплавных и флюидных включений. В некоторых расплавных включениях присутствует силикатное стекло, составляющее до 20 % их объема. Размер кристаллов циркона от 190 до 300 мкм, коэффициент удлинения — от 1.6—3.0. В КЛ центральные части зёрен практически незональные, а на периферии наблюдается тонкая секториальная магматическая зональность (рис. 11, д). Содержание U изменяется от 83 до 642 г/т, отношение Th/U — от 0.39 до 3.10 (табл. 3), что характерно для цирконов магматического генезиса. Два

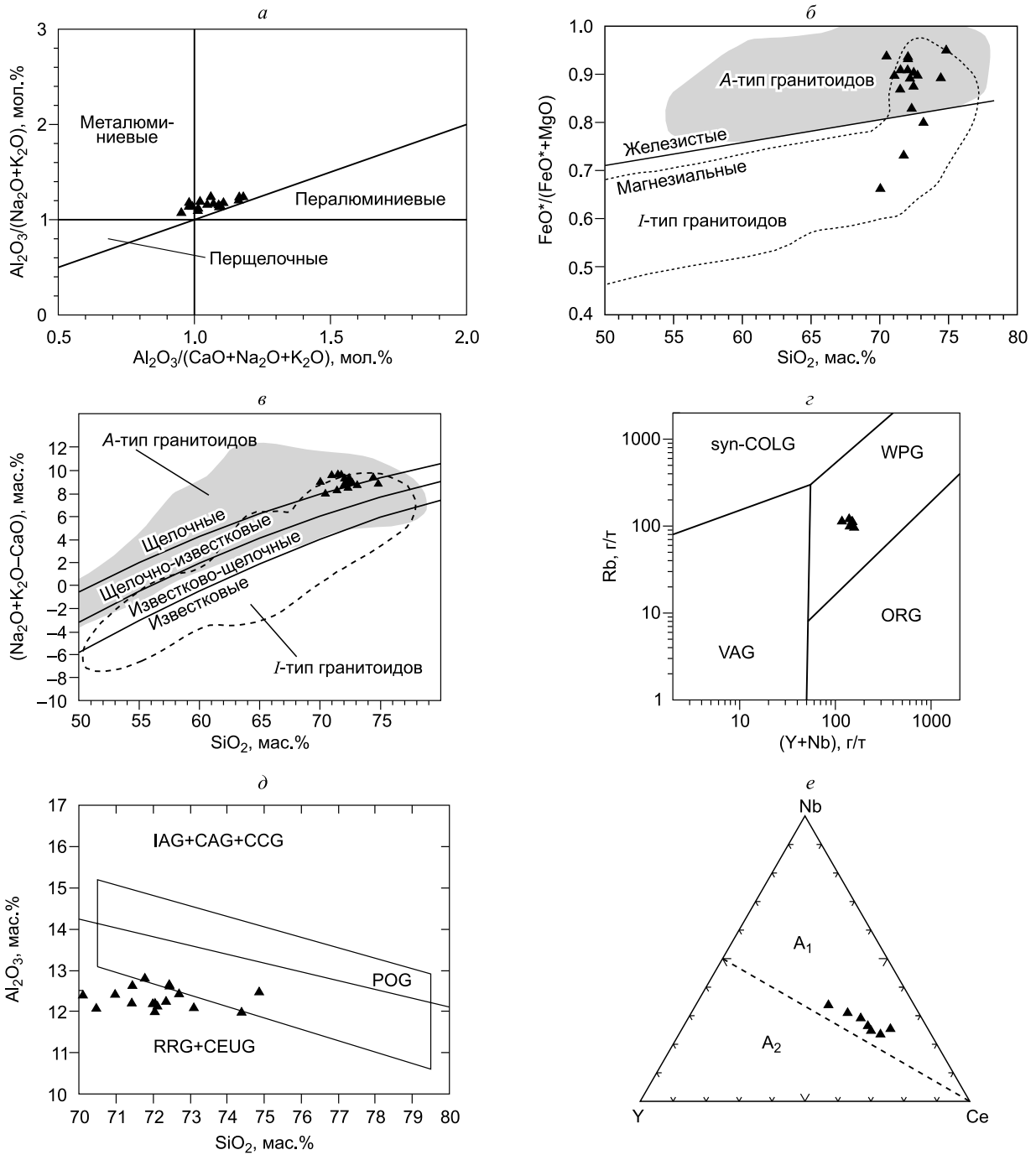


Рис. 7. Диаграммы для риолитов бимодального комплекса из нижнекембрийских конгломератов.

a — $A/NK-A/CNK$ [Maniar, Piccoli, 1989]; *б* — $FeO^*/(FeO^* + MgO)-SiO_2$ [Frost et al., 2001; Frost, Frost, 2008]; *в* — $(Na_2O + K_2O - CaO)-SiO_2$ [Frost et al., 2001; Frost, Frost, 2008]; *з* — $Rb-(Y + Nb)$ [Pearce et al., 1984] (поля гранитоидов: VAG — вулканических дуг, ORG — океанических хребтов, WPG — внутриплитных, syn-COLG — синколлизийных); *д* — $Al_2O_3-SiO_2$ [Maniar, Piccoli, 1989] (поля гранитоидов: IAG — островных дуг, CAG — континентальных дуг, CCG — обстановок континентальной коллизии, POG — посторогенных, RRG — связанных с рифтами, CEUG — континентальных эпиорогенных поднятий); *е* — $Nb-Y-Ce$ [Eby, 1992] (поля гранитов, имеющих геохимические характеристики: A_1 — базальтов океанических островов, внутриплитных и рифтовых зон, A_2 — базальтов островных дуг и континентальных окраин).

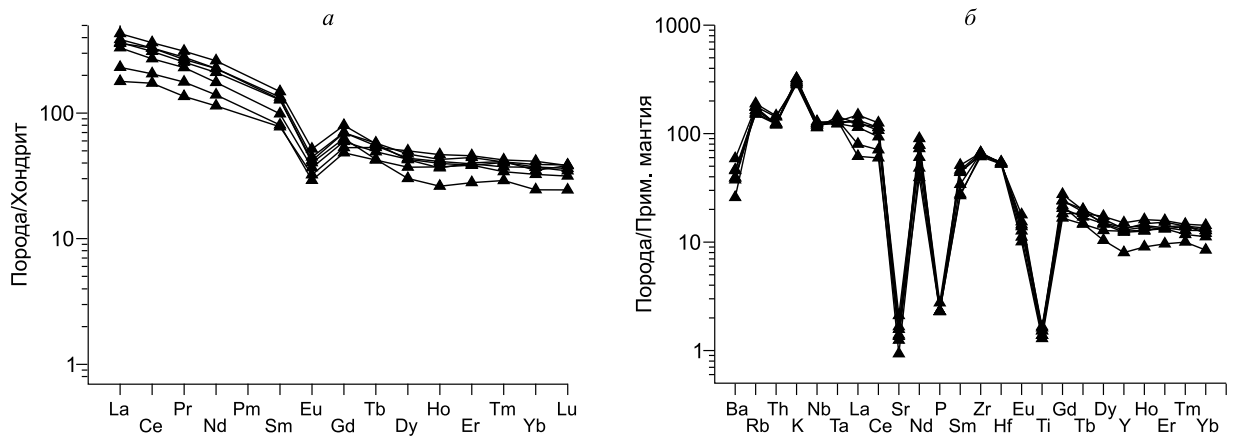


Рис. 8. Распределение редкоземельных элементов (а) и мультиэлементные диаграммы (б) для риолитов бимодального комплекса из нижнекембрийских конгломератов.

Нормировано: а — по хондриту [Sun, McDonough, 1989], б — по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989].

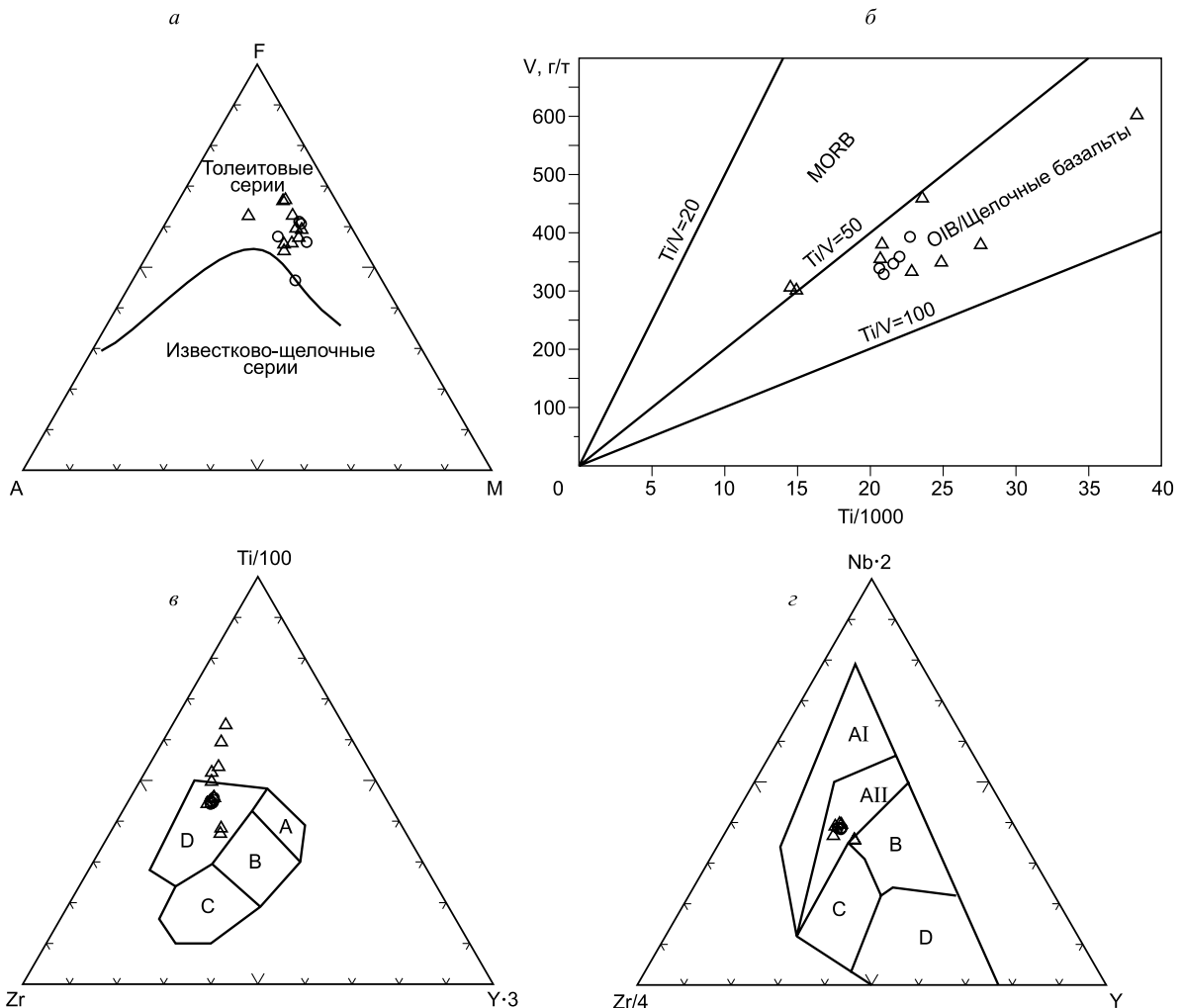


Рис. 9. Геохимические диаграммы для трахибазальтов и трахидолеритов бимодального комплекса.

а — AFM [(Na₂O + K₂O)—FeO*—MgO] [Irvine, Baragar, 1971]; б — V—Ti [Shervais, 1982] (MORB — базальты срединно-океанических хребтов, OIB — базальты океанических островов); в — Zr—Ti—Y [Pearce, Cann, 1973] (A — толеиты островных дуг, B — базальты срединно-океанических хребтов, островодужные толеиты и известково-щелочные базальты, C — известково-щелочные базальты, D — внутриплитные базальты); г — Zr—Nb—Y [Meschede, 1986] (AI — внутриплитные щелочные базальты, AII — внутриплитные щелочные базальты и внутриплитные толеиты, B — E-тип MORB, C — внутриплитные толеиты и базальты океанических дуг, D — N-тип MORB и базальты океанических дуг). Усл. обозн. см. на рис. 6.

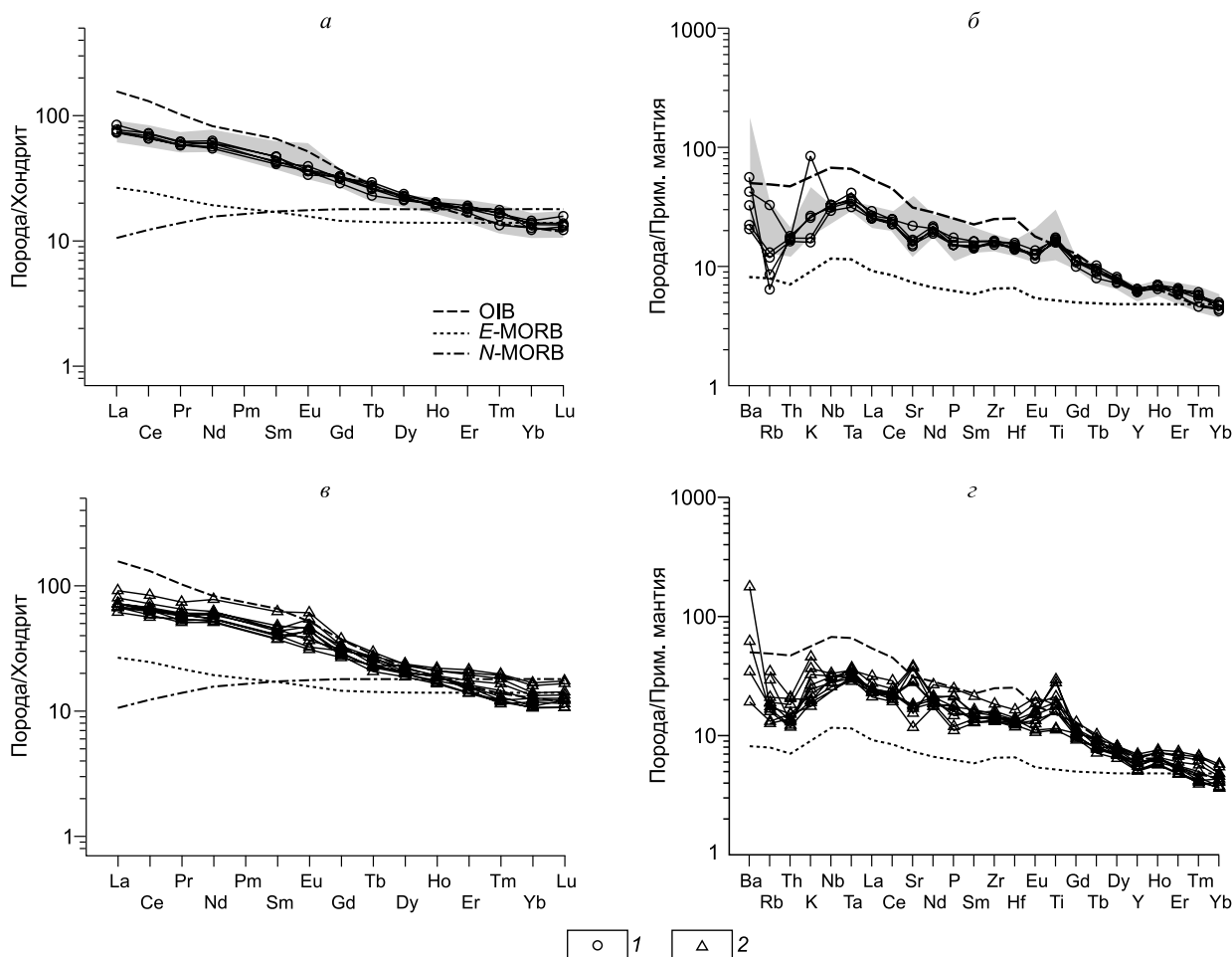


Рис. 10. Распределение редкоземельных элементов и мультиэлементные диаграммы для трахибазальтов (а, б) и трахидолеритов (в, г) бимодального комплекса Чекурвской антиклинали.

1 — трахибазальты, 2 — трахидолериты. Нормировано [Sun, McDonough, 1989]. Серое поле на рис. а и б — трахидолериты, показанные на рис. в и г.

зерна с точками измерения 6.1 и 9.1 имеют черные ядра и серые оболочки, содержат много флюидных включений и имеют самые высокие содержания U (393—642 г/т) (см. табл. 3). По десяти точкам получено конкордантное значение возраста 525.6 ± 3.9 млн лет, MSWD = 0.000 (см. рис. 11, а).

Образец 07-АП-41/8. Цирконы представлены прозрачными, розоватыми и коричневатыми субидiomорфными и идиоморфными призматическими зернами и их обломками. Содержат много игольчатых выделений апатита, расплавных и флюидных включений. Размер кристаллов циркона составляет от 200 до 450 мкм, коэффициент удлинения — от 1.8—3.1. В КЛ изображения цирконов различаются (см. рис. 11, е). Преобладают кристаллы с почти черными ядрами и более светлыми серыми грубозональными оболочками (зерна с точками измерения 1.1, 4.1, 6.1). Зерно с точкой измерения 2.1 черное с интенсивной флюидной проработкой; зерна 3.1 и 7.1 серые с четкой секториальной зональностью. В цирконе с точкой измерения 6.1 присутствует много флюидных включений при высоких содержаниях урана и тория (U — 1096 г/т, Th — 921 г/т). На этом основании это зерно не учитывалось при расчете возраста. В целом содержание U в остальных цирконах изменяется от 44 до 378 г/т, Th — от 36 до 165 г/т, Th/U — от 0.38 до 0.51 (см. табл. 3). По девяти точкам получено конкордантное значение возраста 537.0 ± 4.2 млн лет, MSWD = 0.17 (см. рис. 11, б).

Образец 07-АП-41/13. Цирконы представлены светло-коричневыми и прозрачными идиоморфными призматическими зернами и их обломками. Размер кристаллов циркона составляет от 200 до 390 мкм, коэффициент удлинения — от 1.7—2.9. В КЛ кристаллы имеют преимущественно тонкую секториальную магматическую зональность (см. рис. 11, ж). Содержание U изменяется от 27 до 311 г/т, Th — от 10 до 283 г/т, Th/U — от 0.37 до 1.16 (см. табл. 3), что характерно для цирконов магматическо-

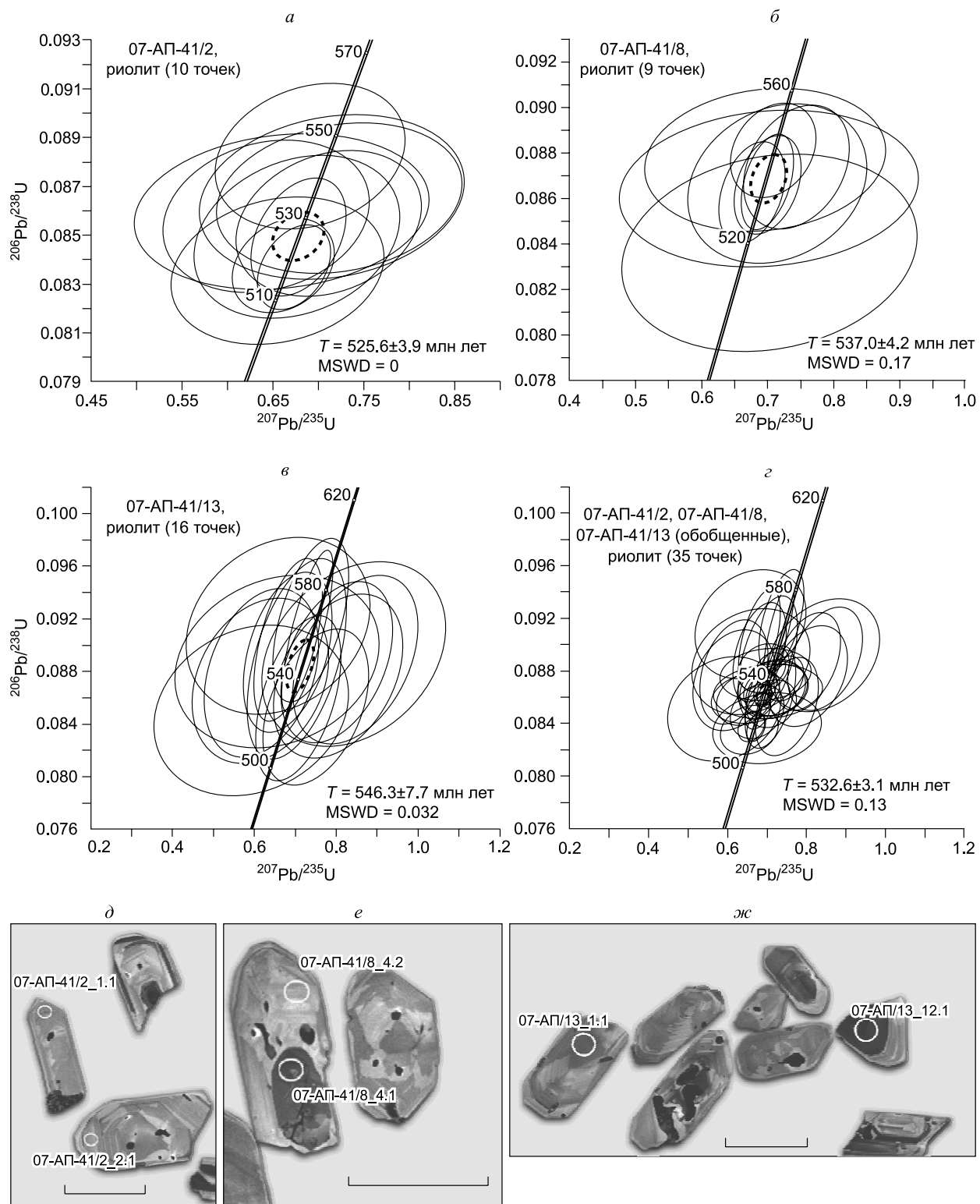


Рис. 11. Диаграммы с конкордией и фотографии цирконов из риолитов бимодального комплекса.

а, б, в — для образцов 07-АП-41/2, 07-АП-41/8, 07-АП-41/13 соответственно; *г* — общая для трех проб; *д–ж* — микрофотографии цирконов (размер масшт. линейки 200 мкм): *д* — из обр. 07-АП-41/2, *е* — из обр. 07-АП-41/8, *ж* — из обр. 07-АП-41/13.

Таблица 3. Результаты U-Rb изотопных исследований цирконов из галек рнוליгов нижнекембрийских конгломератов Чекуровской антиклинали

№ точки	$^{206}\text{Pb}_c$		U	Th	$^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}^*$	Возраст, млн лет		D, %	Изотопные отношения										Корреляция опшник	
	%	г/г					$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		Общее					(1)						
			$\pm\%$	$\pm\%$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$			$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm\%$	$^{207}\text{Pb}^*/^{235}\text{U}$	$\pm\%$	$^{206}\text{Pb}^*/^{238}\text{U}$	$\pm\%$			
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16						
Образец 07-АП-41/2																					
1.1	0.61	108	47	0.45	8.27	544.9±7.2	483±130	-11	11.26	1.3	0.0618	3	11.33	1.4	0.0568	6.1	0.691	6.2	0.0882	1.4	0.222
2.1	0.84	95	36	0.39	7.13	534.8±7.5	625±160	17	11.46	1.4	0.0674	4.3	11.56	1.5	0.0606	7.5	0.723	7.6	0.0865	1.5	0.193
3.1	0.75	93	35	0.39	6.73	517.2±7.4	486±160	-6	11.88	1.4	0.063	3.2	11.97	1.5	0.0569	7.2	0.655	7.4	0.0835	1.5	0.201
4.1	1.19	132	78	0.61	9.85	530.5±7.6	383±160	-28	11.51	1.4	0.0639	2.7	11.65	1.5	0.0543	7.1	0.642	7.3	0.0858	1.5	0.205
5.1	0.57	107	43	0.41	7.85	525.4±8.1	521±150	-1	11.7	1.5	0.0624	3	11.77	1.6	0.0578	6.6	0.676	6.8	0.0849	1.6	0.234
6.1	0.35	393	232	0.61	28.4	518.4±4.7	503±74	-3	11.9	0.92	0.06015	1.6	11.94	0.94	0.0573	3.3	0.661	3.5	0.0837	0.94	0.271
6.2	0.94	83	47	0.59	6.25	535.2±8.1	601±180	12	11.44	1.5	0.0676	3.3	11.55	1.6	0.0599	8.2	0.715	8.3	0.0866	1.6	0.190
7.1	1.47	98	39	0.41	7.37	531.5±7.8	438±220	-18	11.46	1.4	0.0676	3.2	11.63	1.5	0.0556	9.9	0.659	10	0.0859	1.5	0.152
8.1	0.17	172	515	3.10	12.5	525.3±5.8	524±66	0	11.76	1.1	0.0593	2.5	11.78	1.1	0.0579	3	0.677	3.2	0.0849	1.1	0.358
9.1	0.20	642	308	0.50	46.3	518.1±4.2	541±50	4	11.92	0.84	0.0599	1.3	11.95	0.85	0.0583	2.3	0.673	2.4	0.0837	0.85	0.350
10.1	0.80	96	39	0.42	7.11	528.6±7.3	617±120	17	11.6	1.4	0.0669	3.1	11.7	1.4	0.0604	5.7	0.711	5.9	0.0855	1.4	0.243
Ошибка измерения стандарта 0.34 %																					
Образец 07-АП-41/8																					
1.1	0.00	369	152	0.43	27.5	536±5.1	550±45	3	11.53	0.99	0.0585	2	11.53	0.99	0.0585	2	0.7	2.3	0.0867	0.99	0.437
1.2	1.18	101	38	0.39	7.58	535.7±8.5	597±160	12	11.4	1.6	0.0695	3	11.53	1.7	0.0598	7.6	0.715	7.8	0.0866	1.7	0.213
2.1	0.37	378	165	0.45	28.7	544.3±5	543±78	0	11.31	0.93	0.0614	1.6	11.35	0.96	0.0584	3.6	0.709	3.7	0.0881	0.96	0.259
3.1	0.95	108	50	0.48	8.24	541.8±7.6	515±230	-5	11.29	1.3	0.0653	6.3	11.4	1.5	0.0576	11	0.697	11	0.0877	1.5	0.136
4.1	0.17	230	113	0.51	17.1	533.3±5.4	488±62	-9	11.57	1.1	0.0583	2.2	11.59	1.1	0.0569	2.8	0.677	3	0.0863	1.1	0.354
4.2	1.58	44	20	0.48	3.18	518±11	636±280	23	11.76	1.9	0.0738	4.4	11.95	2.1	0.0609	13	0.702	13	0.0836	2.1	0.163
5.1	0.31	266	104	0.40	19.9	535.3±5.2	554±61	3	11.51	1	0.0611	2	11.55	1	0.0586	2.8	0.7	3	0.0866	1	0.342
6.1*	1.15	1096	921	0.87	78.9	512.4±4.1	469±78	-9	11.943	0.8	0.06574	1.1	12.08	0.83	0.0564	3.5	0.643	3.6	0.0827	0.83	0.229
6.2	1.16	95	36	0.39	7.15	534.4±8.4	564±290	6	11.43	1.4	0.0684	5.5	11.56	1.6	0.0589	13	0.702	13	0.0864	1.6	0.124
7.1	0.36	130	48	0.38	9.82	539.9±6.6	666±90	23	11.4	1.3	0.0647	2.7	11.45	1.3	0.0618	4.2	0.744	4.4	0.0874	1.3	0.291
Ошибка измерения стандарта 0.34 %																					
Образец 07-АП-41/13																					
1.1	0.48	311	110	0.37	24.3	558±15	402±95	-28	11.01	2.8	0.0587	1.9	11.06	2.8	0.0547	4.2	0.682	5.1	0.0904	2.8	0.551
2.1	—	119	81	0.71	8.86	541±15	825±160	52	11.5	2.8	0.0609	2.9	11.42	2.9	0.0666	7.5	0.804	8.1	0.0876	2.9	0.359
3.1	1.16	107	64	0.62	8.48	564±16	296±310	-48	10.8	2.9	0.0618	3.2	10.93	3	0.0522	14	0.659	14	0.0915	3	0.213

4.1	—	218	107	0.51	16.4	548±15	792±130	45	11.39	2.8	0.0573	2.5	11.28	2.8	0.0655	6.4	0.802	7	0.0887	2.8	0.406
5.1	0.72	260	168	0.67	20.1	552±15	426±130	-23	11.1	2.8	0.0613	2.1	11.18	2.8	0.0553	5.9	0.682	6.5	0.0894	2.8	0.427
5.2	1.06	100	59	0.61	7.67	548±16	360±340	-34	11.15	2.9	0.0624	3.2	11.27	3	0.0537	15	0.66	15	0.0887	3	0.197
6.1	1.61	79	31	0.41	5.87	526±16	216±370	-59	11.56	3	0.0637	3.6	11.75	3.1	0.0505	16	0.592	16	0.0851	3.1	0.190
7.1	—	108	59	0.56	8.15	549±15	905±140	65	11.36	2.9	0.0617	3.3	11.25	2.9	0.0692	6.8	0.848	7.4	0.0889	2.9	0.399
7.2	—	266	162	0.63	20.8	562±15	537±47	-4	10.99	2.8	0.0579	2.1	10.99	2.8	0.0582	2.2	0.73	3.5	0.091	2.8	0.788
8.1	0.00	27	10	0.39	2.04	550±18	507±130	-8	11.24	3.5	0.0574	6.1	11.24	3.5	0.0574	6.1	0.704	7.1	0.089	3.5	0.497
9.1	—	252	283	1.16	18.4	528±14	736±130	39	11.78	2.8	0.0602	3.2	11.73	2.9	0.0638	6.4	0.751	7	0.0853	2.9	0.410
10.1	0.33	304	188	0.64	24.1	566±15	540±92	-5	10.86	2.8	0.0609	3.5	10.89	2.8	0.0583	4.2	0.737	5.1	0.0918	2.8	0.548
11.1	0.82	94	37	0.41	7.17	543±16	234±200	-57	11.29	2.9	0.0576	3.6	11.38	3	0.0509	8.8	0.616	9.3	0.0879	3	0.322
12.1	—	95	37	0.41	7.15	551±17	887±220	61	11.38	3.1	0.0565	3.6	11.21	3.2	0.0686	11	0.844	11	0.0892	3.2	0.292
13.1	0.64	173	86	0.51	13.1	540±15	251±250	-53	11.38	2.9	0.0565	3	11.45	2.9	0.0512	11	0.617	11	0.0873	2.9	0.264
14.1	0.26	95	40	0.43	7.06	532±15	596±110	12	11.6	3	0.0619	3.6	11.63	3	0.0598	5.1	0.709	5.9	0.086	3	0.500

Ошибка измерения стандарта 0.98 %

Примечание. Погрешности указаны на уровне 1σ ; Pb_c и Pb^* — доли обыкновенного свинца соответственно, (1) — поправка на обыкновенный свинец выносился по ^{204}Pb ; D — дискордантность.

* Зерно 6.1 исключено при построении диаграммы с конкордией.

го генезиса. По шестнадцати точкам получено конкордантное значение возраста 546.3 ± 7.7 млн лет, $MSWD = 0.032$ (см. рис. 11, в).

Необходимо отметить, что при построении диаграммы с конкордией по обобщенным U-Pb данным для всех трех галек был получен конкордантный возраст 532.6 ± 3.1 млн лет (см. рис. 11, з), близкий полученной ранее датировке 534.6 ± 0.4 млн лет из двух галек (U-Pb, цирконы, IDTIMS [Bowring et al., 1993]).

РЕЗУЛЬТАТЫ Rb-Sr И Sm-Nd ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Для трех образцов риолитов проведено изучение Rb-Sr и Sm-Nd изотопных систем (табл. 4, 5). Расчет проводился на установленный U-Pb возраст. Породы имеют аномально низкие содержания радиогенного стронция и положительные значения $\epsilon_{Nd}(T) = 4.2—4.7$, что соответствует мантийному источнику без участия корового вещества (см. табл. 4, 5, рис. 12, а). Высокие Rb/Sr отношения (2.5—6) позволяют относить эти породы к высокодифференцированным гранитам А-типа. Значения $^{87}Rb/^{86}Sr$ сильно варьируют в пределах 8.85—17.08, тогда как отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$ относительно постоянны (0.087—0.093). Rb-Sr изохронный возраст, определенный по валовым пробам, 538.0 ± 18 млн лет ($I_0 = 0.7023 \pm \pm 0.0034$) и даже в пределах высокой погрешности согласуется с U-Pb данными. Установлены близкие модельные возрасты $T_{Nd}(DM) = 803—835$ млн лет и $T_{Nd}(DM)_{2st} = 890—920$ млн лет, отражающие, вероятно, время отделения вещества от мантии и перемещение его в кору.

Раннекембрийские трахибазальты и залегающие ниже по разрезу силлы трахидолеритов имеют очень близкие Sm-Nd изотопные характеристики — отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$ варьируют в пределах 0.105—0.109 и 0.102—0.111, $\epsilon_{Nd}(T) = 7.5—8.9$ и $7.2—8.2$, модельный возраст $T_{Nd}(DM) = 532—629$ и $577—648$ млн лет, а $T_{Nd}(DM)_{2st} = 582—665$ и $526—642$ млн лет соответственно (см. табл. 4). Расчет проводился на возраст 525 млн лет как минимальный, полученный для риолитов из конгломератов, на которых непосредственно залегают трахибазальты.

В целом для базитов значение $\epsilon_{Nd}(T)$ намного выше, чем в риолитах и близко значениям N-MORB [Khudoley et al., 2013]. Однако все образцы трахибазальтов имеют высокое содержание радиогенного стронция, с первичным $I_0 = 0.7066—0.7073$ (см. табл. 5), типичным для континентальной коры.

ДИСКУССИЯ И ВЫВОДЫ

Особенности изученного магматического комплекса. Рассмотренная ассоциация обладает ярко выраженной бимодальностью состава и повышенной щелочностью слагающих ее пород. Согласно имеющимся геологическим данным, развитие бимодального комплекса имело антидромную на-

Таблица 4. Результаты Sm-Nd изотопных исследований пород бимодального комплекса Чекуровской антиклинали

Образец	Возраст, млн лет	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\pm 2\sigma$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T(\text{DM})$, млн лет	$T(\text{DM}-2)$
		г/г								
Гальки риолитов в нижнекембрийских конгломератах										
07-АП-41/2	532	10.2	71.2	0.0869	0.512474	0.000003	-3.2	4.2	815	914
07-АП-41/8	532	16.6	107.7	0.0933	0.512492	0.000003	-2.8	4.3	835	920
07-АП-41/13	532	12.5	85.7	0.0880	0.512490	0.000001	-2.9	4.7	803	890
Раннекембрийские трахибазальты										
07-АП-44	525	4.7	27.2	0.1054	0.512774	0.000002	2.7	8.8	532	533
09-АП-88/1	525	5.2	29.2	0.1077	0.512786	0.000003	2.9	8.9	526	526
09-АП-104/1	525	5.0	27.6	0.1086	0.512718	0.000003	1.6	7.5	629	642
Раннекембрийские (?) силлы и дайки трахидолеритов, локализованные в отложениях неопротерозоя										
09-АП-102/1	525	4.8	27.3	0.1072	0.512699	0.000001	1.2	7.2	648	665
07-АП-40	525	5.0	27.3	0.1113	0.512764	0.000002	2.5	8.2	577	582
09-АП-120/1	525	5.3	31.3	0.1016	0.512692	0.000002	1.1	7.4	625	645

Таблица 5. Результаты Rb-Sr изотопных исследований пород бимодального комплекса Чекуровской антиклинали

Образец	Возраст, млн лет	^{87}Rb	^{86}Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Коррел. ошибок	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	$\varepsilon_{\text{Sr}}(T)$
		г/г						
Гальки риолитов в нижнекембрийских конгломератах								
07-АП-41/2	532	36.5222	2.1134	17.0825	0.83300	5	0.70346	-6
07-АП-41/8	532	31.5222	3.5209	8.8499	0.76920	5	0.70209	-25
07-АП-41/13	532	33.2365	3.0702	10.701	0.78560	4	0.70445	8
Раннекембрийские трахибазальты								
07-АП-44	525	2.3324	35.8935	0.0642	0.70710	4	0.70662	39
09-АП-88/1	525	2.4233	37.6003	0.0637	0.70740	4	0.70692	43
09-АП-104/1	525	1.1203	32.6110	0.0340	0.70750	4	0.70725	48

правленность. Как кислые, так и основные породы относятся к внутриплитным образованиям, а трахириолиты по геохимическим характеристикам соответствуют гранитам А-типа. Высокие содержания Ta, Nb, Hf, Tb, Zr, как считается, указывают на вероятное присутствие обогащенного мантийного материала в магматических источниках этих пород. По соотношению Y, Nb и Ce они отвечают А-гранитам, имеющим характеристики базальтов океанических островов и континентальных рифтов и могут интерпретироваться как производные базальтовой магмы внутриплитных обстановок или как имеющие источник мантийной природы [Hosker et al., 2005]. Изотопный состав рассматриваемых пород комплекса характеризуется высокими положительными значениями ε_{Nd} , повышенной величиной первичного отношения стронция I_0 в базальтах и пониженной (мантийные значения) в риолитах. В риолитах не обнаружено ни геохимических, ни изотопных свидетельств существенной контаминации материалом континентальной коры, и геохимические характеристики риолитов позволяют говорить об их мантийных источниках. Подвергшиеся гидротермальным изменениям базальты имеют повышенные содержания радиогенного стронция (см. рис. 12, а, табл. 5). Сходство изотопного состава и унаследованность геохимических характеристик салических членов рассматриваемой бимодальной ассоциации, а также относительно небольшой объем кислых разностей по сравнению с трахибазальтами приводит к выводу о том, что трахириолитовые расплавы могли быть продуктом глубинной дифференциации мантийных трахибазальтовых магм.

Отношение Sm/Yb может быть использовано для определения глубины плавления как нечувствительное к процессам фракционной кристаллизации [McKenzie, O'Nions, 1991]. На диаграмме Sm/Yb—La/Yb (см. рис. 12, б) фигуративные точки базитов (как и риолитов) тяготеют к кривой плавления гранатосодержащего перидотита. Отсутствие Nb-Ta минимума исключает заметное влияние корового материала на состав исходных расплавов. Более низкая степень обогащения базитов относительно OIB также может быть следствием участия в плавлении граната [Khudoley et al., 2013]. Ранее было отмечено, что трахибазальты имеют признаки N-MORB (высокие положительные значения $\varepsilon_{\text{Nd}}(T)$), а высокие от-

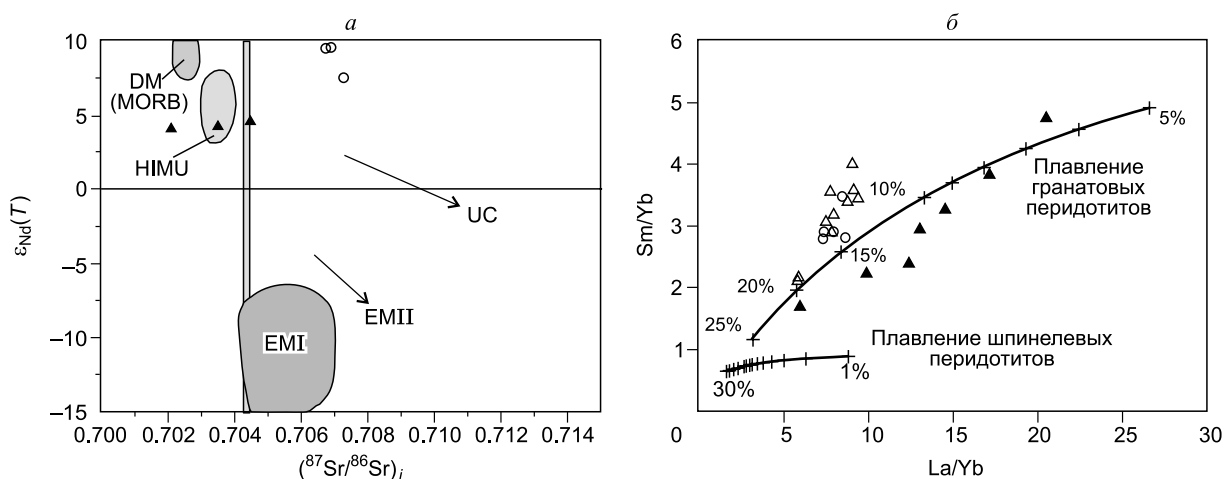


Рис. 12. Диаграммы $\epsilon_{Nd}(T)$ — $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ (основные мантийные компоненты, по [Zindler, Hart, 1986]) (а) и Sm/Yb — La/Yb [Chen et al., 2013] (б) для раннекембрийских пород бимодальной ассоциации ядра Чекуровской антиклинали.

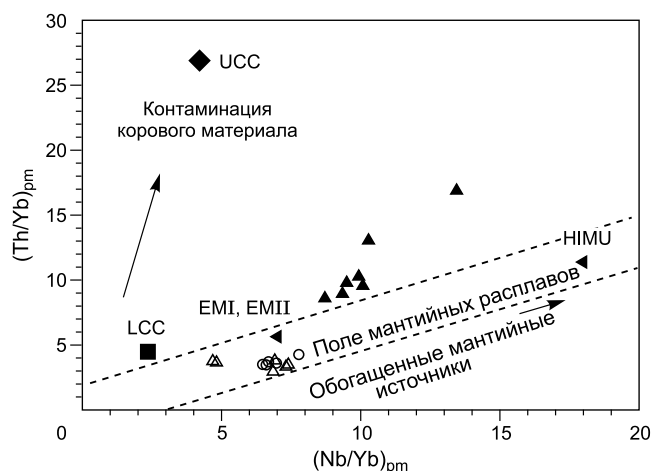
ИС — верхняя континентальная кора; обогащенная мантия (EMI, EMII), DM — деплетированная мантия и HIMU (высокое значение $\mu = ^{238}U/^{204}U$). Фигуративные точки базальтов, по [Khudoley et al., 2013]. Усл. обозн. см. на рис. 6.

ношения $(Tb/Yb)_{pm}$ свидетельствуют, что они выплавлялись из гранатосодержащей перидотитовой мантии на глубинах > 90 км при низкой степени плавления [Khudoley et al., 2013]. На графике $(Th/Yb)_{pm}$ — $(Nb/Yb)_{pm}$ базиты располагаются в поле мантийных расплавов, а риолиты, хотя и имеют более высокие отношения (0.28—0.38), также тяготеют к верхней границе этого поля (рис. 13). Отношение Tb/Yb наиболее чувствительно к присутствию граната в источнике, в то же время величина этого отношения не сильно изменяется при фракционировании магм [MacDonald et al., 2001; Wang et al., 2002]. В нашем случае в базитах отношения $Tb/Yb = 0.36—0.52$, $La/Yb = 5.89—9.45$, что соответствует области плавления гранатосодержащей ($\approx 1\%$ граната в рестите) фертильной лерцолитовой мантии [MacDonald et al., 2001]. По соотношению $(Tb/Yb)_{pm}$ — $(La/Sm)_{pm}$ установлено, что и залегающие ниже трахидолериты имеют аналогичные характеристики (рис. 14). Содержание редких и REE элементов в базитах указывает, что они образовались из расплавов, промежуточных по составу между базальтами OIB и E-MORB типа (см. рис. 10) с выраженной положительной Ti аномалией, являющейся, по-видимому, первичной особенностью этих магм. В то же время высокие положительные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ (7.5—8.9) предполагают деплетированный источник и что расплавы, из которых сформировались эти породы, были незначительно подвержены взаимодействию с материалом континентальной коры. Повышенное отношение $(Nb/Yb)_{pm}$ потенциально указывает на смешение между магмами, образованными как из обогащенного, так и деплетированного мантийного источника. Мафические магмы могли иметь гетерогенный источник или они взаимодействовали с деплетированной мантией еще до их внедрения [Khudoley et al., 2013].

Таким образом, близость залегания и возраста пород бимодального комплекса, принадлежность трахириолитов к гранитам А-типа, сходство геохимических особенностей пород базальтового покрова, перекрывающего риолиты, и трахидолеритов ассоциирующих силлов и даек свидетельствуют об их близком сосуществовании во

Рис. 13. Диаграмма $(Th/Yb)_{pm}$ — $(Nb/Yb)_{pm}$ для раннекембрийских пород бимодального комплекса Чекуровской антиклинали.

Нормировано по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]. UCC — верхняя континентальная кора, LCC — нижняя континентальная кора [Taylor, McLennan, 1985]; обогащенная мантия (EMI, EMII) и HIMU (высокое значение $\mu = ^{238}U/^{204}U$) [Condie, 2001]. Фигуративные точки базальтов, по [Khudoley et al., 2013]. Усл. обозн. см. на рис. 6.



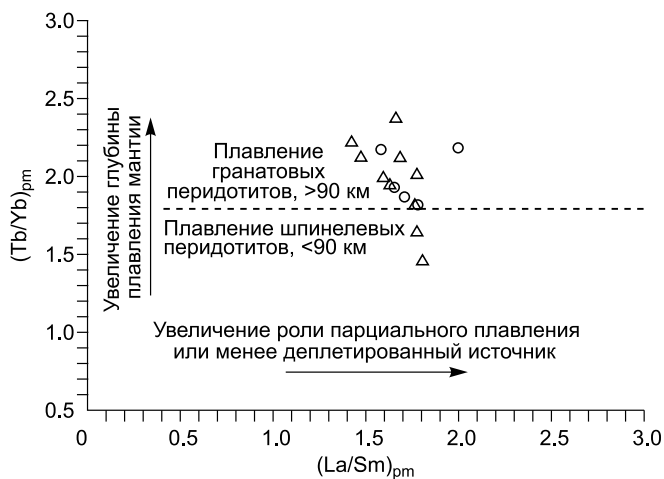


Рис. 14. Диаграмма $(\text{Tb/Yb})_{\text{pm}}—(\text{La/Sm})_{\text{pm}}$ для трахибазальтов и трахиандеритов-бимодального комплекса Чекуровской антиклинали.

Нормировано по примитивной мантии [Sun, McDonough, 1989]. Дискриминантная линия, разделяющая источники магмы, по [Wang et al., 2002]. Фигуративные точки базальтов, по [Khudoley et al., 2013]. Усл. обозн. см. на рис. 6.

времени и пространстве в режиме растяжения, предположительно, рифтогенной природы.

Возраст пород. Установленные U-Pb методом по цирконам конкордантные возрасты из двух галек 525.6 ± 3.9 и 537.0 ± 4.2 млн лет указывают на раннекембрийское время кристаллизации субвулканических риолитов, а вто-

рая из приведенных выше датировок близка полученному ранее возрасту 534.6 ± 0.4 млн лет [Bowring et al., 1993]. Конкордантный возраст риолитов из третьей гальки 546.0 ± 7.7 млн лет, что с учетом ошибки указывает на их поздневендско-раннекембрийский возраст.

Таким образом, полученные данные позволяют предполагать начало формирования трахириолитового комплекса либо в конце венда, либо на рубеже венда и кембрия, либо в самом начале кембрия, но не позже 538 млн лет (минимальный возраст риолитов из третьей гальки с учетом погрешности). Время завершения внедрения субвулканических трахириолитов может быть оценено как не раньше 525 млн лет. Залегающие непосредственно на риолитах базальты и локализованные в отложениях неопротероза трахиандериты формировались, по-видимому, в это же время или немного позже.

К сожалению, самая древняя датировка трахириолитов, несмотря на большое количество проанализированных цирконов (16 зерен), имеет большую погрешность. Она близка к полученной С.А. Боуригом и др. [Bowring et al., 1993] датировке пирокластической брекчии (543.9 ± 0.24 млн лет, U-Pb, цирконы) на расположенном западнее Оленекском поднятии, залегающей в основании кембрия и отделенной от кровли венда 8-метровым пластом конгломератов и песчаников. В изученном разрезе трахириолиты и трахибазальты залегают на 15-метровой пачке песчаников, перекрывающих кровлю вендских отложений, как и на Оленекском поднятии, и на их накопление нужно было определенное время. Возраст границы неопротероза и кембрия в настоящее время принимается в 541.0 млн лет [Gradstein et al., 2012]. Если допустить, что трахириолиты начали формироваться сразу после накопления этих песчаников, то граница неопротероза и кембрия может оказаться более древней. Это предположение, конечно, нуждается в дополнительных исследованиях.

Возможен и другой сценарий. Трахириолиты внедрялись на протяжении позднего венда—начала раннего кембрия (фортунского века [Gradstein et al., 2012]) в непосредственной близости от рассматриваемого района на восточном склоне Оленекского поднятия и лишь в конце терренувской эпохи [Gradstein et al., 2012] подверглись размыву и отложились в виде конгломератов.

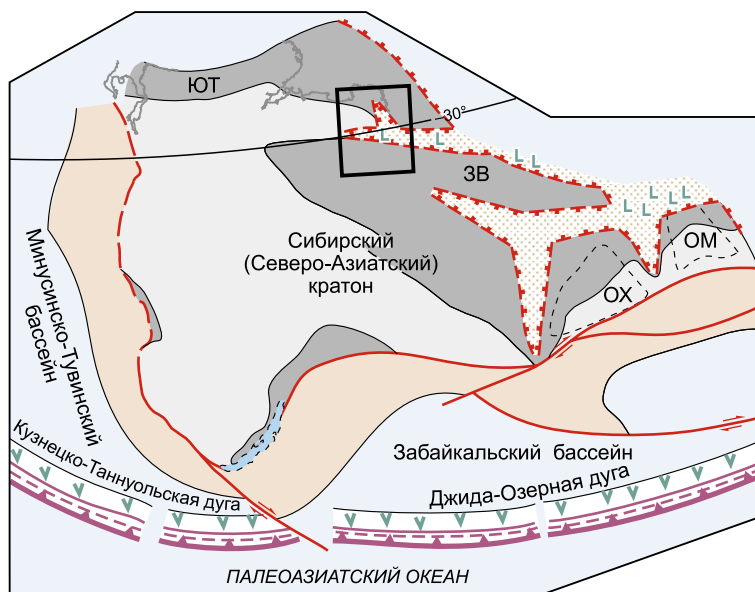
Альтернативой может быть допущение, что при формировании бимодального комплекса промежуточный очаг генерации магмы был глубинный и в нем начала происходить кристаллизация цирконов в поздневендское (или на рубеже венда и кембрия) время, а окончательная кристаллизация расплавов произошла после их подъема на гипабиссальный уровень в начале раннего кембрия. На это может указывать присутствие в цирконах различной степени раскристаллизованности расплавных включений: мелкие, круглые, полностью раскристаллизованные, без видимой флюидной фазы, характерны для глубинных пород, а крупные, часто бесформенные, с фазой силикатного стекла, с рудными минералами и зачастую с флюидной фазой присущи малоглубинным породам.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, на северо-востоке Сибирской платформы на рубеже венда—раннего кембрия происходили процессы континентального рифтогенеза, сопровождавшиеся бимодальным магматизмом с антидромной последовательностью. Вначале образовались гипабиссальные трахириолиты, обнаруживающие сходство с анорогенными гранитами, которые были эродированы и отложены в виде конгломератов. Эти субвулканы не обнаружены, но можно предполагать их присутствие непосредственно к западу от Чекуровской антиклинали в районе восточного склона Оленекского поднятия, где они могут быть перекрыты фанерозойскими отложениями. Затем произошло излияние трахибазальтов, а на глубине был сформирован мощный интрузивный комплекс долеритовых силлов и даек. Выше этих раннекемб-

Рис. 15. Палеотектоническая реконструкция для раннего кембрия (по [Шарфенов и др., 2003; Berzin et al., 2010] с изменениями и дополнениями).

1 — кратон (ОХ — Охотский террейн, ОМ — Омолонский террейн), 2 — пассивные континентальные окраины и эпиконтинентальные моря (ЮТ — Южно-Таймырская, ЗВ — Западно-Верхоянская), 3 — океаническая кора, 4 — коллаж аккрецированных террейнов, 5 — осадочные бассейны, выполняющие рифтогенные прогибы, 6 — зона субдукции и аккреционный клин, 7 — надсубдукционные магматические дуги, 8 — бимодальные вулканические и плутонические породы, связанные с рифтогенезом, 9 — разломы, 10 — сдвиги, 11 — сбросы. Прямоугольник — район исследований.



рийских базальтов какие-либо магматические тела в разрезе кембрия отсутствуют. По геохимическим данным, эти породы, как и локализованные ниже по разрезу в отложениях неопротерозоя многочисленные интрузивные силлы и дайки долеритов, являются внутриплитными щелочными базальтами и внутриплитными толеитами. Полученные нами петрогеохимические и изотопные данные дают дополнительные основания считать, что весь вскрытый здесь базитовый комплекс является одновозрастным, раннекембрийским [Prokoriev et al., 2011; Киселев и др., 2012а,б; Khudoley et al., 2013].

В конце вендского — начале кембрийского времени восточная (здесь и далее в современных координатах) окраина Сибирского кратона подверглась рифтогенным процессам. Признаки раннекембрийского рифтогенеза обнаружены на юго-востоке кратона [Худолей, 2003; Khudoley, Guriev, 2003], на севере Омолонского и Приколымского террейнов [Булгакова, 1991, 1996; Ткаченко, 1994], на севере Омулевского террейна [Карякин, Оксман, 1999] и северо-востоке Сибирского кратона [Булгакова, 1996; Pelechaty et al., 1996; Pelechaty, 1996; Худолей, 2003; и др.] (рис. 15). Согласно некоторым современным палеотектоническим реконструкциям, в позднем неопротерозое (в позднем рифее—позднем венде) эта часть Сибирского кратона могла соединяться с восточной окраиной Лаврентии [Sears, Price, 2003; Sears, 2012] и начавшийся на рубеже венда—кембрия континентальный рифтогенез, сопровождавшийся формированием бимодального комплекса на северо-востоке Сибирского кратона, привел к их последующему разделению.

Полученные изотопно-геохронологические данные позволяют предположить, что изученный бимодальный комплекс начал образовываться на рубеже венда и кембрия и завершился не раньше окончания терренувской эпохи (томмотского времени), т. е. формировался на протяжении 20 млн лет. Это соответствует по возрасту выделенной на северо-востоке Сибирского кратона синрифтовой фазе развития венд-кембрийского осадочного бассейна [Pelechaty et al., 1996].

Авторы выражают благодарность Т.В. Донской за детальный критический анализ рукописи, В.А. Верниковскому и анонимным рецензентам за конструктивные замечания и ценные советы, безусловно, способствующие улучшению статьи.

Исследование выполнено по планам НИР ИГАБМ СО РАН (проект № VIII.66.1.4.) и СПбГУ (проект 3.38.137.2014), при частичной поддержке грантов РФФИ (13-05-00700, 13-05-00943), проекта № 53 программы Президиума РАН № 44П, гранта РНФ № 15-17-20000, проекта прикладных научных исследований RFMEFI57614X0052. Экспедиционные работы проводились в рамках совместного проекта компании TGS Norep и СПбГУ.

ЛИТЕРАТУРА

Булгакова М.Д. Ранний—средний палеозой северо-востока СССР (седиментологический анализ). Якутск, ЯНЦ СО АН СССР, 1991, 104 с.

Булгакова М.Д. Палеогеография Якутии в раннем—среднем палеозое. Якутск, ЯНЦ СО РАН, 1996, 72 с.

- Добрецов Н.Л.** Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1243—1261.
- Добрецов Н.Л.** Глобальная геодинамическая эволюция Земли и глобальные геодинамические модели // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (6), с. 761—784.
- Добрецов Н.Л.** Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1957—1973.
- Карякин Ю.В., Оксман В.С.** Раннепалеозойские осадочно-вулканогенные образования Селеняхского блока и их геодинамическая природа // Геология и тектоника платформ и орогенных областей северо-востока Азии: материалы совещания, т. 1. Якутск, Изд-во ЯНЦ СО РАН, 1999, с. 83—87.
- Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Колодезников И.И., Стручков К.К., Егоров К.Н.** Северо-восточная граница Сибирского кратона и особенности ее формирования (на примере проявлений нижнекембрийского и девонского внутриплитного магматизма) // ДАН, 2012а, т. 447, № 2, с. 183—189.
- Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Колодезников И.И., Стручков К.К., Егоров К.Н.** Нижнекембрийский и девонский внутриплитный магматизм на северо-восточной окраине Сибирского кратона // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 10. Иркутск, ИЗК СО РАН, 2012б. В двух томах. Т. 1, с. 103—105.
- Колодезников И.И., Стручков К.К.** Магматизм Хара-Улаха. Якутск, Изд-во Якут. ун-та, 2001, 80 с.
- Колодезников К.Е., Крутий В.М., Мельников А.В., Меннер В.В.** Доверхнепалеозойские лавы Хараулаха // Вопросы прикладной физики. Якутск, Изд-во Якут. ун-та, 1974, с. 99—111.
- Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Яковлева С.З., Бережная Н.Г., Мыскова Т.А.** Этапы формирования континентальной коры центральной части Алданского гранулитогнейсовой области: U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам // Петрология, 1995, т. 3, № 1, с. 99—100.
- Леонов Б.Н., Гогина Н.И.** Раннепалеозойский вулканизм на северо-востоке Сибирской платформы // Советская геология, 1968, № 4, с. 94—102.
- Миссаржевский В.В.** Древнейшие скелетные окаменелости и стратиграфия пограничных толщ докембрия и кембрия. М., Наука, 1989, 238 с.
- Нахабцев Ю.С., Дукарт Ю.А., Корчагин В.П., Шихорина Н.М.** Кембрийская трапповая формация Сибирской платформы // Доклады АН СССР, 1971, т. 201, № 1, с. 166—168.
- Олейников Б.В., Машак М.С., Колодезников И.И., Копылова А.Г., Саввинов В.Т., Томшин М.Д., Туласынов Б.Н.** Петрология и геохимия позднедокембрийских интрузивных базитов Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1983, 206 с.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогов О., Янь Х.** Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, № 6, с. 7—42.
- Прокопьев А.В., Дейкуненко А.В.** Деформационные структуры складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. М., «Наука/Интерпериодика», 2001, с. 156—198.
- Прокопьев А.В., Парфенов Л.М., Томшин М.Д., Колодезников И.И.** Чехол Сибирской платформы и смежных складчато-надвиговых поясов // Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. М., «Наука/Интерпериодика», 2001, с. 113—146.
- Репина Л.Н., Лазаренко Н.П., Мешкова Н.П., Коршунов В.И., Никифоров Н.И., Аксарина Н.А.** Биостратиграфия и фауна нижнего кембрия Хараулаха (хр. Туора-Сис) // ИГиГ СО АН СССР, 1974, вып. 235, 299 с.
- Семихатов М.А., Серебряков С.Н.** Сибирский гипостратотип рифея. М., Наука, 1983, 223 с.
- Сметанникова Л.И., Гриненко В.С., Маланин Ю.А., Прокопьев А.В., Князев В.Г., Трущев А.М., Юганова Л.А., Жарикова Л.П., Казакова Г.Г., Шепелев Н.Г., Ягнышев Б.С.** Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Анабаро-Вилуйская. Лист R-51 — Джарджан. Объяснительная записка. СПб., Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2013, 397 с.
- Ткаченко В.И.** Кембрий Приколымо-Омолонского микроконтинента // Изв. вузов. Геология и разведка, 1994, № 1, с. 1—11.
- Хабаров Е.М., Изох О.П.** Седиментология и изотопная геохимия рифейских карбонатных отложений Хараулахского поднятия севера Восточной Сибири // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (5/6), с. 797—820.

Худолей А.К. Тектоника пассивных окраин древних континентов (на примере восточной окраины Сибирской и западной окраины Северо-Американской платформ): Автореф. дис. ... д.г.-м.н. М., ГИН РАН, 2003, 35 с.

Шпунт Б.Р. Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1987, 139 с.

Шпунт Б.Р., Олейников Б.В. Позднедокембрийский рифтогенный магматизм Сибирской платформы // Магматизм рифтов: петрология, эволюция, геодинамика. М., Наука, 1989, с. 60—76.

Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А., Лабезник К.А., Саввинов В.Т., Пермьяков Э.Д., Келле Э.Я., Янковский Е.М. Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1979, 215 с.

Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А. Поздний докембрий севера Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1982, 226 с.

Berzin N.A., Distanov E.G., Tomurtogoo O., Prokopiev A.V., Timofeev V.F., Nokleberg W.J. Chapter 5. Neoproterozoic through Silurian metallogenesis and tectonics of Northeast Asia // Metallogenesis and tectonics of Northeast Asia / Ed. W.J. Nokleberg. U.S. Geological Survey Professional Paper 1765, 2010, p. 5-1—5-71.

Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M., Heinikoff J.N., Davis D.W., Russel J., Korsch R.J., Foudonlis C. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chem. Geol., 2003, v. 200, p. 155—170.

Bowring S.A., Grotzinger J.P., Isachsen C.E., Knoll A.H., Pelechaty Sh.M., Kolosov P. Calibrating rates of Early Cambrian evolution // Science, 1993, v. 261, p. 1293—1298.

Chen X., Liangshu Shu, Santosh M., Xixi Zhao. Island arc-type bimodal magmatism in the eastern Tianshan Belt, Northwest China: Geochemistry, zircon U-Pb geochronology and implications for the Paleozoic crustal evolution in Central Asia // Lithos, 2013, v. 168—169, p. 48—66.

Condie K.C. Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge University Press, Oxford, UK, 2001, 305 p.

Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A. Mantle plumes and their geologic manifestation // Intern. Geol. Rev., 2001, v. 43, № 9, p. 771—787.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Vernikovskiy V.A. Neoproterozoic to Early Ordovician evolution of the Paleo-Asian Ocean: implications to the break-up of Rodinia // Gondwana Res., 2003, v. 6(2), p. 143—159.

Eby G.N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // Geology, 1992, v. 20, p. 641—644.

Eby G.N. Distinctions between A-type granites and petrogenetic pathways // Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton. Abstracts Volume and Field Trips Guide. Belém, PRONEX-UFPA/SBG-NO, 2006, p. 48.

Frost B.R., Frost C.D. A geochemical classification for feldspathic igneous rocks // J. Petrol., 2008, v. 49, № 11, p. 1955—1969.

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, v. 42, № 11, p. 2033—2048.

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

Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M. The Geologic Time Scale 2012. Oxford, UK, Elsevier, 2012, 1144 p.

Hocker S.M., Thurston P.C., Gibson H.L. Volcanic stratigraphy and controls on mineralization in the Genex Mine area, Kamiskotia area: Discover Abitibi initiative; Ontario Geological Survey, 2005, Open File Report 6156, 143 p.

Irvine T.N., Baragar W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks // Canad. J. Earth Sci., 1971, v. 8, p. 523—548.

Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd evolution of chondrites and achondrites, II // Earth Planet. Sci. Lett., 1984, v. 67, p. 137—150.

Khudoley A.K., Guriev G.A. Influence of syn—sedimentary faults on orogenic structure: examples from the Neoproterozoic—Mesozoic East Siberian passive margin // Tectonophysics, 2003, v. 365, p. 23—43.

Khudoley A.K., Prokopiev A.V., Chamberlain K.R., Ernst R.E., Jowitt S.M., Malyshev S.V., Zaitsev A.I., Kropachev A.P., Koroleva O.V. Early Paleozoic mafic magmatic events on the eastern margin of the Siberian Craton // Lithos, 2013, v. 174, p. 44—56.

Khudoley A., Chamberlain K., Ershova V., Sears J., Prokopiev A., MacLean J., Kazakova G., Malyshev S., Molchanov A., Kullerud K., Toro J., Miller E., Veselovskiy R., Li A., Chipley D. Proterozoic supercontinental restorations: Constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian Craton // Precam. Res., 2015, v. 259, p. 78—94.

Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // *Earth Sci. Rev.*, 2010, v. 102, p. 29—59.

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, v. 27, p. 745—750.

Liew T.C., Hofmann A.W. Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of Central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study // *Contr. Miner. Petrol.*, 1988, v. 98, p. 129—138.

Ludwig K.R. SQUID 1.02. A user's manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication, № 2, 2001, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA, 19 p.

Ludwig K.R. ISOPLLOT 3.00. A user's manual // Berkeley Geochronology Center Special Publication, № 4, 2003, 2455 Ridge Road, Berkeley, CA 94709, USA, 70 p.

MacDonald R., Rogers N.W., Fitton J.G., Black S., Smith M.B. Plume-lithosphere interactions in the generation of the basalts of the Kenya rift, East Africa // *J. Petrol.*, 2001, v. 42, № 5, p. 877—900.

Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1989, v. 101, p. 635—643.

McKenzie D.A.N., O'niions R.K. Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations // *J. Petrol.*, 1991, v. 32, p. 1021—1091.

Meschede M. A method of discriminating between different type of Middle ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb—Zr—Y diagram // *Chem. Geol.*, 1986, v. 56, 207—218.

Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1973, v. 19, p. 290—300.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, p. 956—983.

Pelechaty Sh.M. Stratigraphic evidence for the Siberia-Laurentia connection and Early Cambrian rifting // *Geology*, 1996, v. 24, p. 719—722.

Pelechaty Sh.M., Grotzinger J.P., Kashirtsev V.A., Zhernovsky V.P. Chemostratigraphic and sequence stratigraphic constraints on Vendian-Cambrian basin dynamics, Northeast Siberian Craton // *J. Geol.*, 1996, v. 104, p. 543—563.

Prokopiev A.V., Khudoley A.K., Roev S.P., Kazakova G.G., Lokhov D.K., Koroleva O.V., Ershova V.B., Sergeev S.A. New data on the Early Cambrian bimodal volcanism in the northeastern Siberian platform // *Large igneous provinces of Asia: mantle plumes and metallogeny. Irkutsk, Petrographica*, 2011, p. 196—199.

Sears J.W. Transforming Siberia along the Laurussian margin // *Geology*, 2012, v. 40, p. 535—538.

Sears J.W., Price R.A. Tightening the Siberian connection to western Laurentia // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 2003, v. 115, p. 943—953.

Shervais J.W. Ti—V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1982, v. 59, p. 101—118.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry // *Magmatism in the ocean basins. Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.*, 1989, v. 42, p. 313—345.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its composition and evolution: An examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks. Blackwell Scientific, Oxford, 1985, 312 p.

Wang K., Plank T., Walker J.D., Smith E.I. A mantle melting profile across the Basin and Range, SW USA // *J. Geophys. Res.*, 2002, v. 107, № B1, doi: 10.1029/2001JB000209.

Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe: applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // *Rev. Econ. Geol.*, 1998, v. 7, p. 1—35.

Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geol.*, 1977, v. 20, p. 325—343.

Zindler A., Hart S. Chemical geodynamics // *Anu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1986, v. 14, p. 493—571.

*Поступила в редакцию
28 июля 2015 г.*