

УДК 552:550.4

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГРАНИТЫ А- И S-ТИПОВ ВОСТОКА ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА: ГЕОХРОНОЛОГИЯ, ПЕТРОГЕНЕЗИС И ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ

© 2014 г. К. А. Савко*, А. В. Самсонов**, А. Н. Ларионов***,
Ю. О. Ларионова**, Н. С. Базиков*

* Воронежский государственный университет

Университетская пл., 1, Воронеж, 394006, Россия; e-mail: ksavko@geol.vsu.ru

** Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН
Старомонетный пер., 35, Москва, 109017, Россия; e-mail: samsonov@igem.ru

*** Центр изотопных исследований Всероссийского геологического института им. Карпинского
Средний просп., 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия, e-mail: cirvsg@vsegei.sp.ru

Поступила в редакцию 19.07.2013 г.
Получена после доработки 29.10.2013 г.

В пределах востока Воронежского кристаллического массива установлено присутствие разновозрастных гранитоидов S- и А-типов. Биотит-мусковитовые граниты S-типа характеризуются повышенными содержаниями кремнезема, алюминия и щелочей с преобладанием калия, пониженными – кальция, магния, титана, стронция и бария с резкими отрицательными Eu-аномалиями и низкими концентрациями Y и тяжелых REE. Биотитовые гранитоиды А-типа обогащены железом, титаном, фосфором, высокозарядными катионами, редкоземельными элементами с сильным фракционированием лантаноидов и резкими отрицательными аномалиями Eu. По высоким отношениям Rb/Nb и Y/Nb они относятся к группе А2 постколлизийных гранитов.

Определение времени кристаллизации гранитоидов по цирконам (SIMS) показало, что все значения попадают в интервал 2050–2070 млн лет. Граниты А- и S-типов характеризуются положительными величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$, что предполагает их короткую коровую предысторию и формирование за счет ювенильных палеопротерозойских источников.

Синхронное формирование гранитов А- и S-типов обусловлено плавлением нижней коры при внедрении крупных объемов мафитовой магмы в обстановке постколлизийного коллапса и деламинации литосферы с одновременным метаморфизмом вмещающих пород в условиях высоких температур и низких давлений. Образование гранитов S-типа связывают с плавлением кислого корового материала в средней и нижней коре. А2 граниты, возможно, являются продуктами дифференциации внедрившихся в нижнюю кору базитовых магм, которые испытали интенсивную контаминацию коровым материалом.

DOI: 10.7868/S0869590314030054

ВВЕДЕНИЕ

Восток Воронежского кристаллического массива (ВКМ), называемый в настоящее время Воронцовским террейном, сложен складчатыми палеопротерозойскими метатерригенными породами воронцовской серии, занимающими огромную площадь между двумя раннедокембрийскими коровыми сегментами Восточно-Европейской платформы – Сарматией и Волгоуралией (рис. 1, 2). Эти осадки представлены мощной флишоидной толщей, накопление которой происходило в тектонически активной обстановке со слабо проявленным химическим выветриванием пород разнообразного состава – от кислых до основных (Савко и др., 2011а). Источниками терригенного материала служили преимущественно палеопротерозойские комплексы, о чем свидетельствуют Sm-Nd изотопные данные ($T_{Nd}(DM)$) от 2100 до 2400 млн

лет, и только для одного образца зафиксирован архейский модельный возраст 2800 млн лет (Щипанский и др., 2007). Предполагается, что источниками сноса являются породные комплексы Волгоуралии на восточной границе распространения метаосадков воронцовской серии (Савко и др., 2011а). Геодинамическая природа Воронцовской структуры является предметом острых дискуссий: она рассматривалась как палеопротерозойская эпикратонная впадина (Крестин, 1980), деформированный рифтогенный осадочный бассейн (Рундквист и др., 1999), пассивная окраина Волгоуралии (Минерагенические..., 2007) или аккреционный ороген на активной континентальной окраине (Щипанский и др., 2007). Одним из важных источников информации о тектонической природе Воронцовской структуры могут служить представленные здесь многочисленные гранитоид-

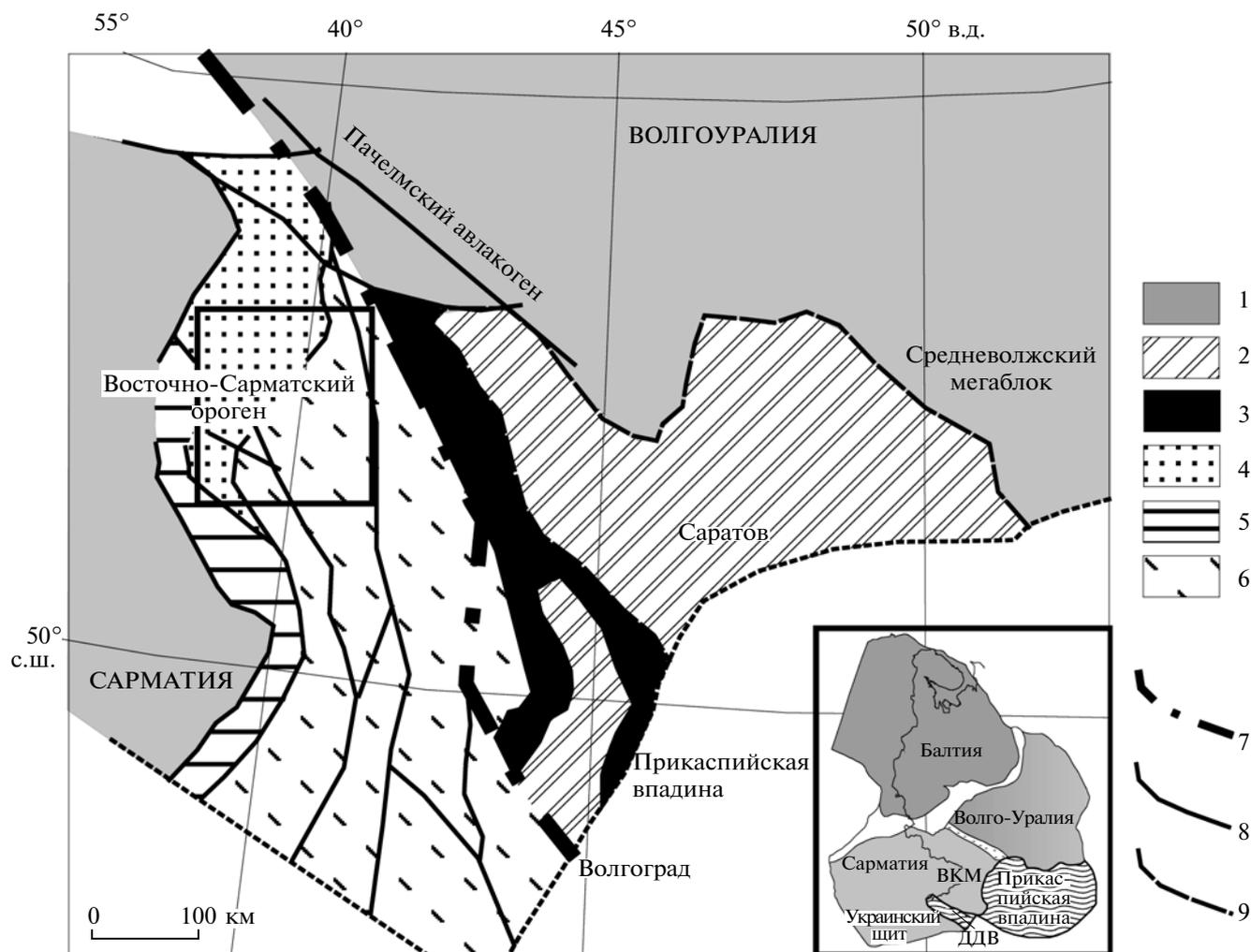


Рис. 1. Схематическая карта зоны сочленения Сарматии и Волгоуралии (по (Бибикова и др., 2009), с изменениями).

1 – архейская кора; 2–6 – палеопротерозойские структурно-вещественные комплексы: 2 – южновожский комплекс глиноземистых гнейсов, включая рахмановский комплекс анатектических гранитов, 3 – терсинский комплекс, 4 – лосевский и усманский комплексы нерасчлененные, 5 – донская серия гнейсов и павловский гранитоидный комплекс, 6 – воронцовская серия, 7 – предполагаемая сутура (?) Сарматии и Волгоуралии; 8 – главные зоны разломов; 9 – границы структурно-вещественных комплексов.

ные массивы, которые несут в себе информацию о составе и возрасте коры, а также о геодинамических режимах ее формирования. Расшифровка этой информации и является целью настоящей статьи. Задачами представленного исследования являются:

(1) получить геохимические и изотопно-геохимические данные для выявления геохимических

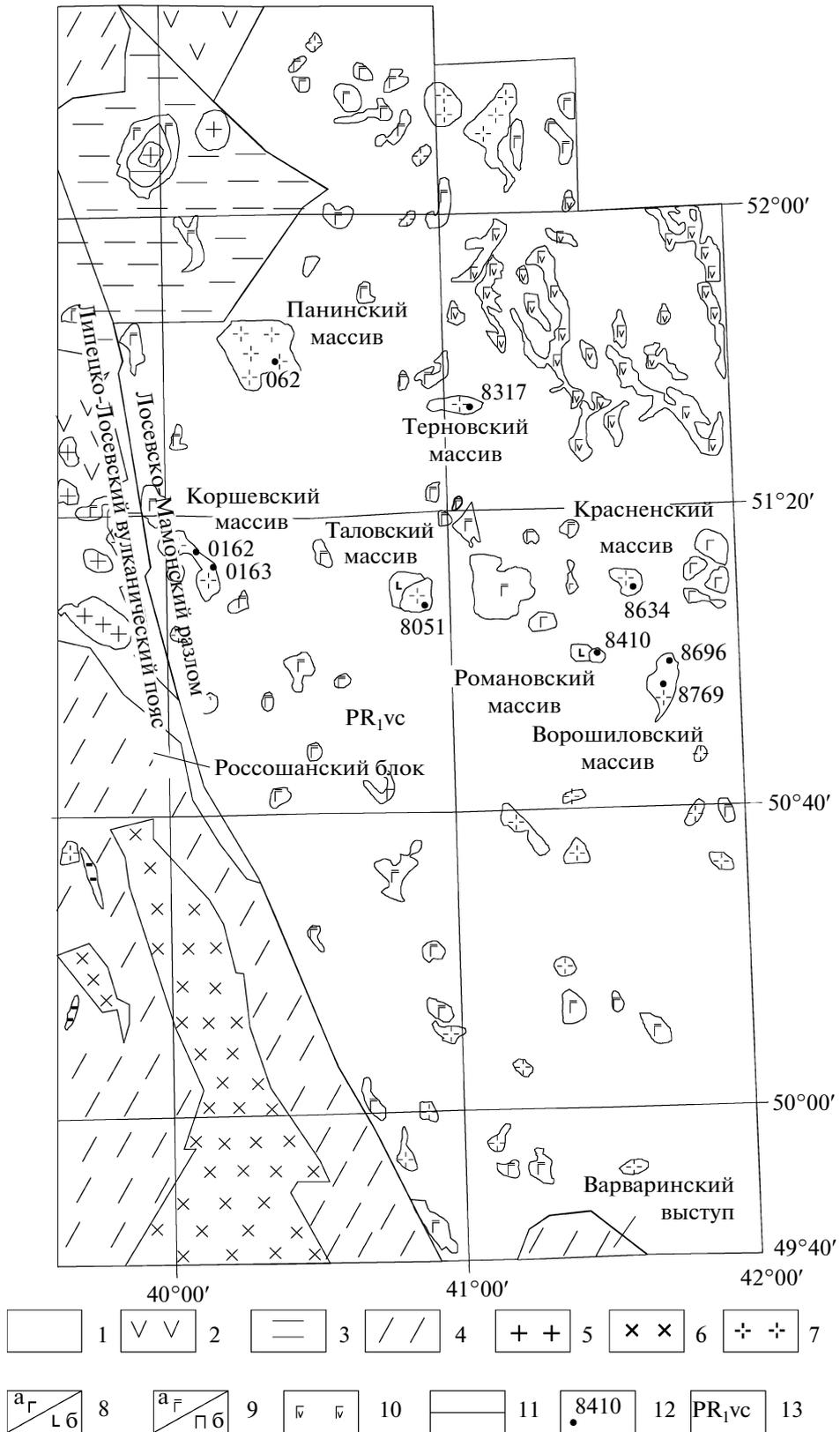
типов гранитов бобровского комплекса востока ВКМ и их источников;

(2) определить возраст внедрения различных геохимических типов гранитов востока ВКМ с помощью U-Pb датирования цирконов;

(3) установить тектонические обстановки проявления гранитного магматизма.

Рис. 2. Схематическая геологическая карта востока ВКМ масштаба 1 : 1000000 по материалам ГПП “Воронежгеология”.

1 – метапесчаниково-сланцевые отложения воронцовской серии; 2 – вулканиты лосевской серии; 3 – вулканомиктовые песчаники воронезской свиты; 4 – серые гнейсы (ТТГ) Росошанского блока и Варваринского выступа; 5 – гранитоиды усманского комплекса; 6 – граниты-мигматиты павловского комплекса; 7 – гранитоиды бобровского комплекса; 8: а – нориты, б – диориты еланского комплекса; 9: а – габбро-нориты, б – перидотиты мамонского комплекса; 10 – габбро-долериты новогольского комплекса; 11 – геологические границы; 12 – местоположения скважин и их номера; 13 – индекс воронцовской серии.



ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ

Восток ВКМ — Воронцовский террейн, сложенный палеопротерозойскими метаосадками воронцовской серии, разделяет архейские блоки Сарматского и Волгоуральского сегментов кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы. Площадь ее распространения составляет более 100 000 км² при ширине около 300 км и длине более 600 км (рис. 1, 2). С запада Воронцовский террейн ограничен Лосевско-Мамонским глубинным разломом, отделяющим его от Липецко-Лосевского вулканогенного пояса, с юга — Варваринским выступом архейского (?) фундамента, сложенного гнейсами. На востоке Воронцовский террейн граничит с палеопротерозойскими структурами Волгоуралии (Бибикова и др., 2009).

Литологически воронцовская серия весьма однородна и представляет собой толщу песчаниково-сланцевых флишоидных отложений, интенсивно смятых в складки и зонально метаморфизованных при температурах 450–750°C и давлениях 3–4 кбар (Савко, Герасимов, 2002). Метаосадки воронцовской серии характеризуются контрастными вариациями модельных возрастов $T_{Nd}(DM)$ от 2.12 до 2.85 млрд лет у западной границы распространения, что указывает на их формирование за счет разрушения как архейских, так и ювенильных палеопротерозойских источников сноса (Щипанский и др., 2007) и значениями 2.1–2.3 млрд лет у восточной границы структуры (Бибикова и др., 2009).

Период развития востока ВКМ 2050–2100 млн лет ознаменовался внедрением огромного объема магматических масс разнообразного состава: ультраосновных (перидотиты, пироксениты), основных и средних (габбро-нориты, нориты, диориты), кислых (гранодиориты, граниты). Базитовый магматизм представлен двумя главными ассоциациями пород: перидотит-габброноритовой и норит-диоритовой, объединяемыми соответственно в мамонский и еланский комплексы. Породы мамонского комплекса, встречаются во всем Воронцовском террейне, образуя крупные габброноритовые плутоны площадью до 120 км² (Вязовский, Елань-Коленовский, Ширяевский и др.) и небольшие пироксенит-перидотитовые интрузии. Наиболее насыщена мелкими интрузиями мамонского комплекса полоса вдоль западной границы террейна. Массивы небольших размеров в плане дугообразные, изометрично-овальные. В разрезе это пластообразные, трубообразные и факколитоподобные тела.

Норит-диоритовый магматизм проявлен локально, только в центральной части структуры и представлен небольшими интрузиями размером до 20 км² (Троицкий, Новопокровский, Елkinский и др. массивы). В норит-диоритовых массивах встречаются субвулканические тела порфири-

тов с крупными вкрапленниками ортопироксена и оливина. Контакты с вмещающими породами воронцовской серии четкие, резкие с зонами закали. Оценки времени внедрения интрузивов еланского и мамонского комплексов отвечают временному интервалу 2060–2080 млн лет (Чернышов и др., 1990).

Согласно общепринятой точке зрения, кислый магматизм востока ВКМ представлен небольшими интрузиями биотитовых и биотит-мусковитовых коллизионных гранитов S-типа. По имеющимся на сегодняшний день данным, гранитоидные массивы различны по размерам — от мелких (1–7 км²) до средних (свыше 60 км²) (Панинский, Юдановский), часто композитных, включающих диориты, габбро-диориты и нориты (Романовский, Таловский и др.) (рис. 3) и весьма разнообразны по составу: от лейкократовых мусковитовых гранитов до плагиогранитов, гранодиоритов, кварцевых монзонитов и кварцевых диоритов. Жильная фация представлена аплитами и пегматитами. Все тела гранитоидов в Воронцовском террейне объединяются в единый бобровский комплекс. Повсюду докембрийский кристаллический фундамент перекрыт фанерозойским осадочным чехлом мощностью от 80 до первых тысяч метров, поэтому изученность распространения гранитоидных интрузий очень низкая и большинство из них выделено по геофизическим данным, которые часто не подтверждаются бурением. Контакты гранитоидов с вмещающими метаосадками четкие, рвущие, с ксенолитами сланцев и метапесчаников в приконтактной зоне. На контакте во вмещающих метаосадках развиты роговики, но признаки плавления, как правило, отсутствуют. Из магматических породных комплексов востока ВКМ гранитоиды считаются самыми молодыми образованиями, за исключением интрузивных траппов новогольского и сиенитов артюшкинского комплексов. Из-за того, что все данные о докембрийских породах получены при изучении скважин, контакты между гранитоидами и базитами встречаются очень редко. Дайки гранитов могут прорывать габбро-нориты и перидотиты мамонского, диориты и нориты еланского комплексов.

Области распространения лейкократовых биотит-мусковитовых гранитов сопровождаются ареалами высокотемпературного низкобарического метаморфизма (600–750°C; 3–4 кбар) вмещающих пород воронцовской серии, в которых развиты кристаллические сланцы и гнейсы, однако мигматитовые поля отсутствуют (Савко, Герасимов, 2002). В этих ареалах встречаются турмалин-микроклин-альбитовые пегматитовые жилы мощностью от 4 до 35 м. Плутоны гранодиоритов и биотитовых гранитов не всегда находятся в зонах повышенного метаморфизма. К примеру, Таловский массив прорывает вмещающие метаосадки, метаморфизованные в условиях от верхов зеленосланцевой фации до эпидот-амфиболито-

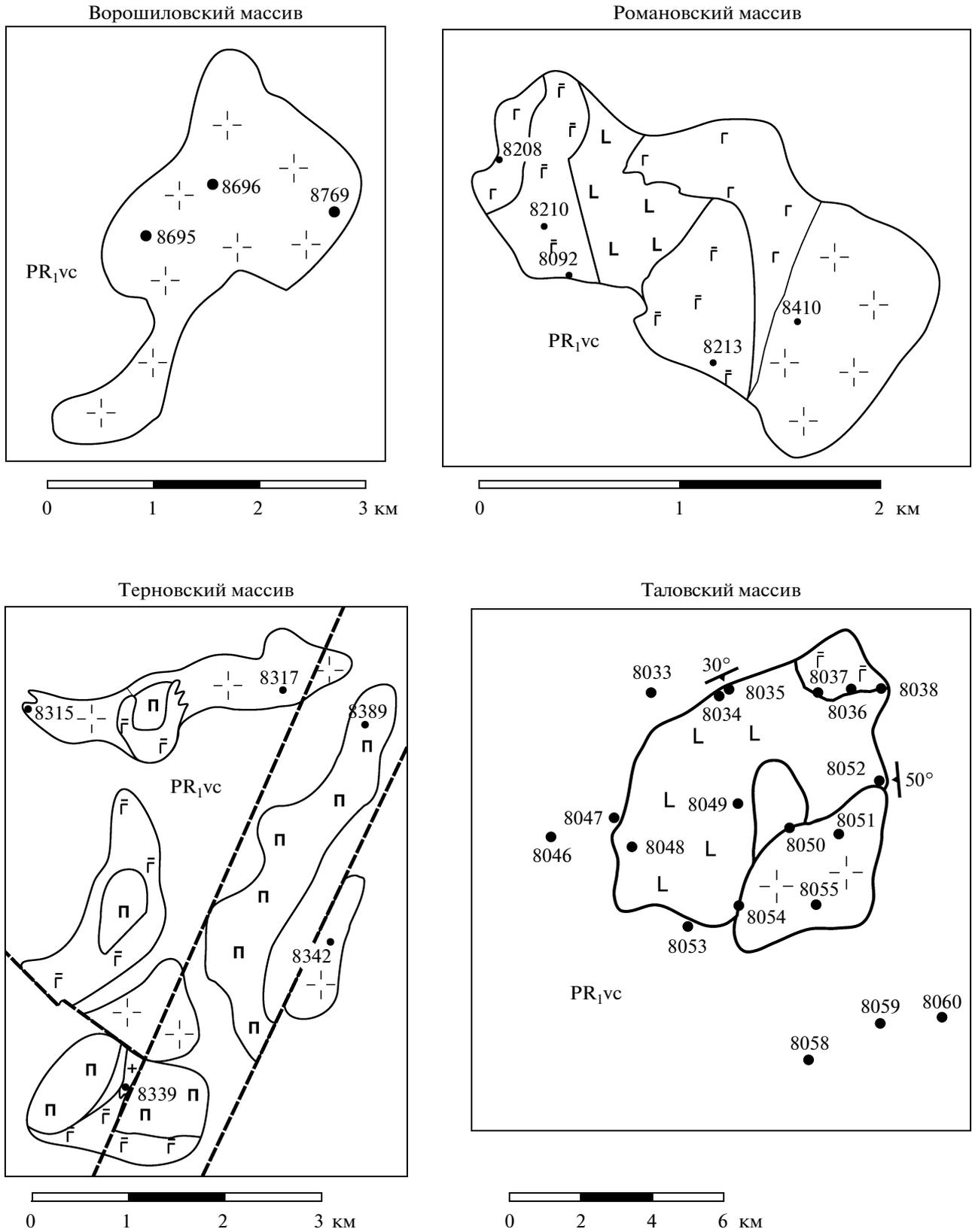


Рис. 3. Схематические геологические карты гранитоидных массивов восточной части востока ВКМ. Условные обозначения см. на рис. 1.

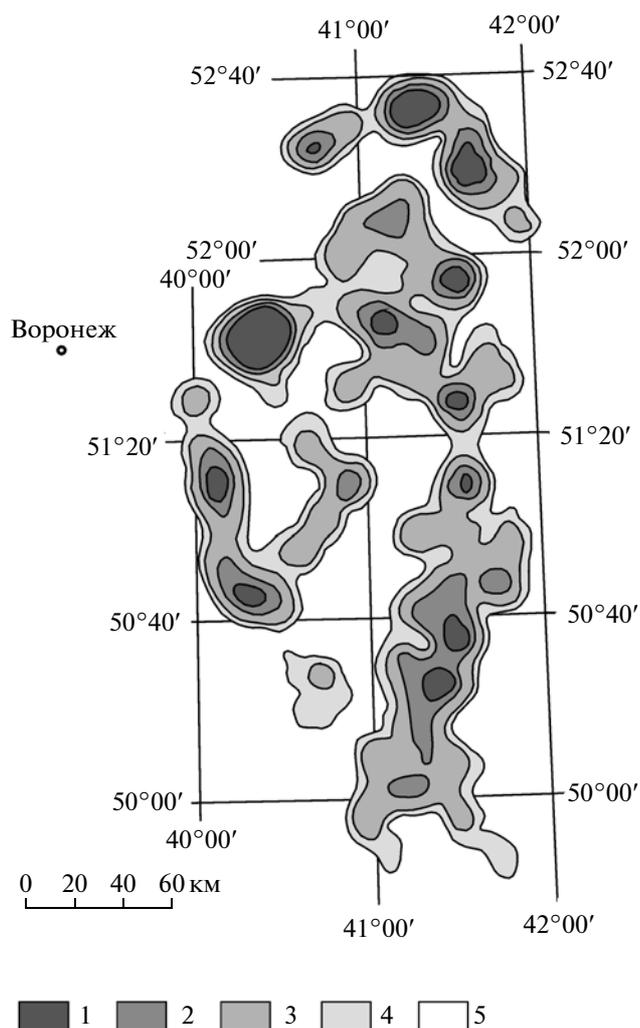


Рис. 4. Плотность размещения магматических тел бобровского комплекса (%) по Ю.Н. Стрику (Минерагенические..., 2007).

1 – более 20; 2 – 10–20; 3 – 5–10; 4 – 3–5; 5 – менее 3.

вой. В гранитах не фиксируются свидетельства тектонической переработки – гнейсовидность, минеральная полосчатость или линейность, что предполагает их внедрение после структурно-тектонической переработки осадочных пород Воронцовской структуры.

Ю.Н. Стриком была составлена карта плотности размещения интрузий бобровского комплекса (Минерагенические..., 2007), где ареалы кислого магматизма представлены двумя ветвями (западной и восточной), пересекающимися в южной части Воронцовского террейна, причем лучше выраженный восточный ряд гранитоидных интрузий предполагается, как магматический комплекс линейного типа (рис. 4). В северной части структуры размещение интрузий характеризуется ячеистым типом.

Несмотря на то, что гранитные массивы бобровского комплекса востока ВКМ были разбурены скважинами, начиная с 60-х годов прошлого столетия и по 1990 год, они совершенно не изучены в геохимическом отношении. По минералогии и петрохимии этих пород в 60–70-е годы имеются единичные публикации (Египко, 1971; Египко и др., 1968). Первые данные о возрасте гранитов востока ВКМ 2022 ± 8 млн лет (дискордия) были получены Е.В. Бибиковой в самом начале 90-х годов, но опубликованы гораздо позднее (Бибикова и др., 2009). Многими исследователями в рамках предлагаемых ими тектонических моделей развития востока ВКМ граниты бобровского комплекса характеризовались как коллизионные граниты S-типа (Чернышов и др., 1997; Щипанский и др., 2007; Минерагенические..., 2007). Однако никаких структурных, петрологических, геохимических, изотопно-геохимических данных, обосновывающих такую точку зрения, не приводилось. В настоящее время отсутствует геохимический “портрет” гранитоидов бобровского комплекса востока ВКМ, тем более нет обоснованных данных об источниках расплавов, геодинамических обстановках, условиях и времени их кристаллизации. Именно эти данные необходимы для понимания геодинамической эволюции всего Воронцовского террейна в палеопротерозое. Недавние исследования показали, что гранитоиды большей части массивов в восточной части Воронцовской структуры по геохимическим характеристикам отличаются от коллизионных гранитов и от гранитов – петротипа бобровского комплекса у ее западной границы (Коршевский массив) (Савко и др., 2011б).

В настоящей статье приводятся результаты петрохимических, геохимических, изотопных и геохронологических исследований гранитоидов среди метаосадков Воронцовского террейна. На основании полученных данных проведена оценка происхождения гранитных расплавов и тектонических условий их образования, что дает нам граничные условия на тектонические модели формирования восточной части ВКМ.

МЕТОДИКА АНАЛИТИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Анализы химического состава проб производили на спектрометре последовательного действия PW-2400 производства компании Philips Analytical B.V в ИГЕМ РАН. При калибровке спектрометра использованы отраслевые и государственные стандартные образцы химического состава горных пород и минерального сырья (14 ОСО, 56 ГСО). Подготовка препаратов для анализа породообразующих элементов выполнена путем плавления 0.3 г порошка пробы с 3 г тетрабората лития в индукционной печи с последующим отливом гомогенного стеклообразного диска. Точность анализа составляла 1–5 отн. % для

элементов с концентрациями выше 0.5 мас. % и до 12 отн. % для элементов с концентрацией ниже 0.5 мас. %.

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

Sm-Nd изотопный анализ проведен в лаборатории изотопной геохимии и геохронологии ИГЕМ РАН по методике, опубликованной ранее (Ларионова и др., 2007).

Выделение цирконов проводили по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей и электромагнитного сепаратора в Лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН. Изотопные исследования цирконов выполнены в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) на ионном микрозонде SHRIMP-II по стандартной методике (Williams, 1998; Larionov et al., 2004) с использованием эталонных цирконов “1500” и “Темора”. При расчетах использовали константы распада, предложенные в работе (Steiger, 1977), и вводили поправку на нерадиогенный свинец по (Stacey, Kramers, 1975) на основе измеренного отношения $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Полученные результаты обрабатывали с помощью программ “SQUID v1.12” (Ludwig, 2005a) и “ISOPLOT/Ex 3.22” (Ludwig, 2005b). Поскольку для части проб результаты образовали дискордии с ненулевыми нижними пересечениями, оценку возраста проводили по верхним пересечениям с конкордией; однако, следует отметить, что полученные таким образом величины возраста неотличимы в пределах погрешности от средневзвешенных $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастов для результатов с умеренной дискордантностью. Под конкордантностью, следуя (Ludwig, 1998), понимается факт перекрытия линии конкордии 2σ эллипсом погрешностей.

МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ

На основании минералого-петрографических и геохимических исследований ряда гранитоидных массивов было установлено, что граниты в западной части Воронцовского террейна отличаются от гранитоидов восточной части (Савко

и др., 2011б). В самой восточной части структуры установлены крупные массивы двуслюдяных двуполевошпатовых гранитов с порфиоровыми текстурами, вскрытые редкими скважинами (Бибикова и др., 2009). Однако, относятся ли они к бобровскому комплексу Воронцовского террейна или к рахмановскому комплексу Волгоуралии, остается неясным (Бибикова и др., 2009).

Граниты западной части востока ВКМ

В западной части Воронцовского террейна, примыкающего к западной границе структуры – Лосевско-Мамонскому тектоническому шву, известно два крупных гранитных массива – Коршевский и Панинский (рис. 2).

Коршевский массив имеет в плане гантелеобразную форму и вытянут на 22 км в направлении юго-востока–северо-запада (рис. 2). По данным геофизического моделирования, до глубины 3160 м массив имеет плоскую грибообразную форму (Воронова, Глазнев, 2012). Он сложен светло-серыми до белых мелко-среднезернистыми мусковитовыми и биотит-мусковитовыми гранитами с массивной текстурой. В минеральном составе доминируют калиевый полевой шпат (микроклин-пертит), кварц и альбит. Среди слюд мусковит преобладает над биотитом ($X_{\text{Fe}} = 0.66$). Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом, монацитом, рутилом, флюоритом, пиритом, пирротинном и сфалеритом. Граниты Коршевского массива обогащены кремнеземом ($\text{SiO}_2 = 73–75$ мас. %), обеднены титаном ($\text{TiO}_2 = 0.06–0.11$ мас. %), фосфором ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0.05–0.07$ мас. %), кальцием ($\text{CaO} = 1.0–1.3$ мас. %), магнием (0.43–0.47 мас. % MgO) и железом (0.9–1.1 мас. % $\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{сум}}$) (табл. 1, рис. 5), являются мета- и перглиноземистыми ($\text{A/CNK} = 0.92–1.12$) (рис. 6), имеют умеренную железистость ($\text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg}) = 0.65–0.75$), близкие количества натрия и калия ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0.9–1.0$) при сумме щелочей 7.6–8.4 мас. %.

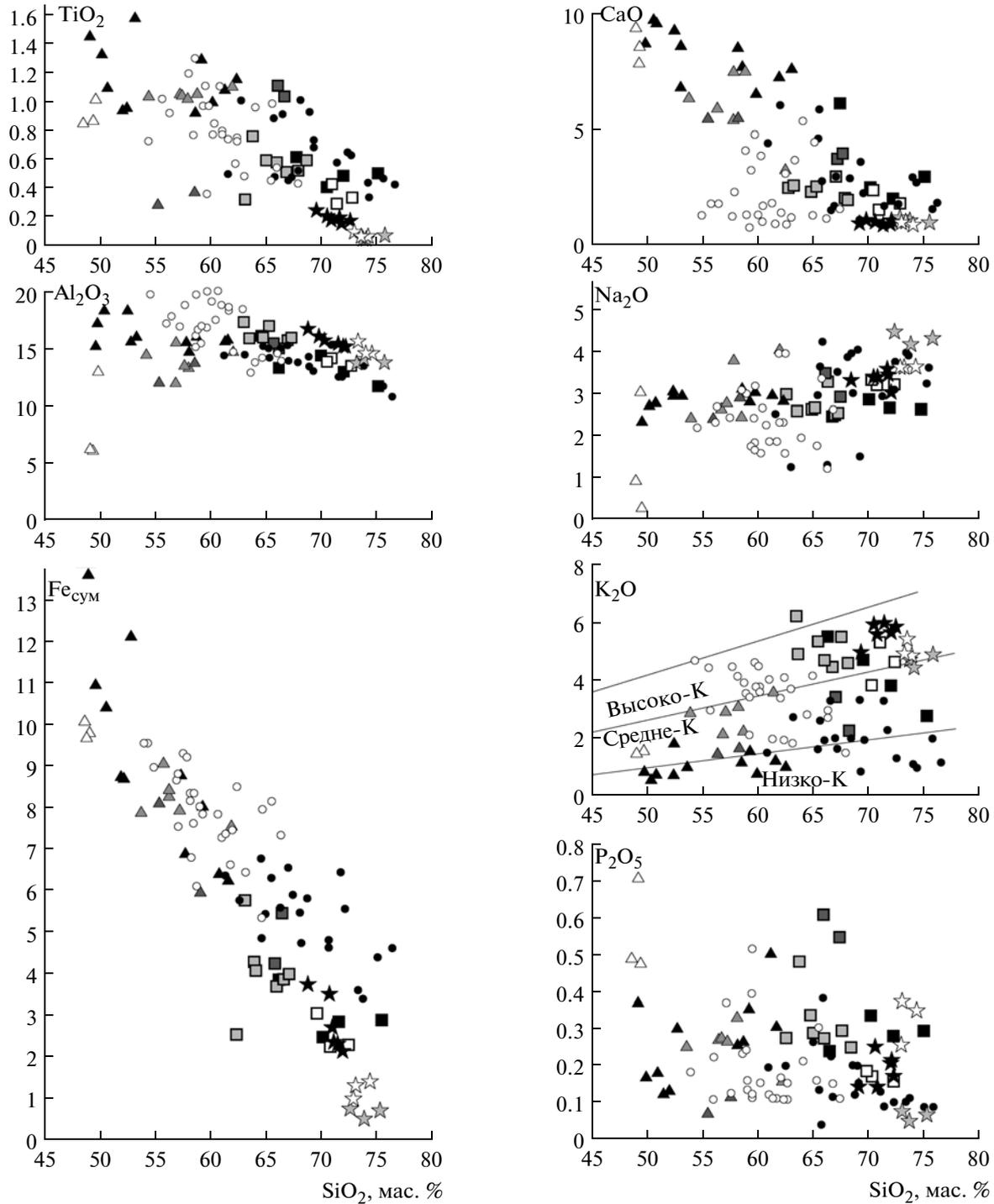
Панинский массив – один из наиболее крупных массивов Воронцовского террейна с площадью выхода на эрозионный срез докембрия около 60 км² (рис. 2), сложен среднезернистыми биотит-мусковитовыми гранитами ($X_{\text{Fe}} = 0.72$), имеющими такой же минеральный состав, как граниты Коршевского массива. Акцессорные минералы представлены апатитом, цирконом и редкоземельными – монацитом, алланитом и синхизитом ($\text{Ca}(\text{Ce, La, Nd})(\text{CO}_3)_2\text{F}$ – кальциевый изоморфный член ряда бастнезит–синхизит). По содержанию кремнезема граниты этих двух массивов близки, но для гранитов Панинского массива характерно обогащение фосфором ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0.25–0.39$ мас. %), более высокая железистость (0.83–0.85) и преобладание калия над натрием ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.36–1.48$) (табл. 1, рис. 5).

Таблица 1. Содержания петрогенных оксидов в гранитоидах востока Воронежского кристаллического массива (мас. %)

Компо- ненты	Кварцевые монзониты															
	Таловский массив				Красненский массив			Романовский массив						Терновский массив		
	8051/ 200.2**	8051/ 201.5	8051/ 218	8051/ 225.8	8634/ 299	8634/ 311	8634/ 318	8410/ 293.0	8410/ 296.7	8410/ 304	8410/ 310.5	8410/ 317.5	8410/ 331	8410/ 364	8317/ 339.4	8317/ 371.8
SiO ₂	70.12	66.54	75.15	71.58	72.58	70.89	70.36	62.69	63.43	66.27	65.14	65.61	67.11	67.69	67.19	66.83
TiO ₂	0.41	0.61	0.49	0.48	0.36	0.30	0.44	0.36	0.80	0.53	0.63	0.61	0.60	0.52	1.03	1.11
Al ₂ O ₃	14.61	13.91	11.80	13.42	13.31	14.41	14.02	17.62	15.26	16.03	15.84	15.43	15.13	15.27	14.76	15.19
Fe ₂ O ₃ сум	2.56	3.82	2.91	2.95	2.23	2.09	3.03	2.69	6.36	3.71	4.23	4.07	3.93	4.02	5.89	4.15
MgO	0.80	1.08	0.78	0.88	0.77	0.84	0.96	0.47	1.13	0.71	0.88	0.76	0.76	0.72	2.02	1.32
MnO	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.17	0.05
CaO	2.54	5.76	2.65	2.37	2.17	1.94	2.52	2.47	2.57	2.74	2.32	2.44	2.10	2.23	3.03	3.70
Na ₂ O	2.85	2.46	2.60	2.61	3.07	3.05	3.28	2.90	2.65	3.09	2.66	2.68	2.44	2.49	2.82	3.20
K ₂ O	4.51	5.31	2.71	3.91	4.26	5.31	3.94	6.63	4.86	4.26	5.52	4.69	5.52	4.78	2.16	3.42
P ₂ O ₅	0.34	0.24	0.30	0.29	0.15	0.16	0.19	0.28	0.48	0.29	0.33	0.30	0.30	0.26	0.56	0.59
П.п.п.	1.63	Н.о.	0.37	2.17	0.85	0.75	1.02	3.12	2.77	1.71	1.86	2.03	2.01	1.18	Н.о.	Н.о.
Сумма	100.4	99.78	99.79	100.6	99.78	99.77	99.8	99.29	100.4	99.37	99.44	98.65	99.93	99.19	99.63	99.56
X _{Fe}	0.76	0.78	0.79	0.77	0.74	0.71	0.76	0.85	0.85	0.83	0.83	0.84	0.84	0.85	0.74	0.76
K ₂ O/Na ₂ O	1.58	2.16	1.04	1.5	1.39	1.74	1.2	2.29	1.83	1.38	2.08	1.75	2.26	1.92	0.77	1.07
K ₂ O + Na ₂ O	7.36	7.77	5.31	6.52	7.33	8.36	7.22	9.53	7.51	7.35	8.18	7.37	7.96	7.27	4.98	6.62
A/CNK	1.03	0.69	0.98	1.04	0.98	1.01	0.98	1.07	1.07	1.09	1.09	1.11	1.09	1.14	1.18	0.97
Компо- ненты	Биотит-мусковитовые граниты															
	Ворошиловский массив						Коршевский массив			Панинский массив						
	8696/ 340	8696/ 338	8769/ 337.6	8769/ 350.0	8769/ 443.7	8769/ 454	0162/ 423.3*	0162/ 581.3*	0163/ 264.2*	062/ 310.6	0621- 325	0622- 325				
SiO ₂	70.39	71.90	69.56	70.28	72.11	71.74	73.93	74.30	75.20	73.80	74.48	73.71				
TiO ₂	0.20	0.23	0.32	0.25	0.22	0.17	0.06	0.06	0.11	0.09	0.08	0.08				
Al ₂ O ₃	15.11	14.66	15.87	15.11	14.88	14.81	12.90	13.87	12.64	14.16	13.65	13.75				
FeO	—	—	—	—	—	—	0.56	0.71	0.91	—	—	—				
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0.38	0.16	0.18	—	—	—				
Fe ₂ O ₃ сум	3.57	2.23	3.79	2.79	2.06	2.33	—	—	—	1.42	1.41	1.20				
MgO	0.32	0.50	0.43	0.40	0.38	0.32	0.43	0.46	0.47	0.28	0.24	0.25				
MnO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.04	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02				
CaO	0.85	0.87	0.90	1.12	0.86	0.90	1.32	1.09	0.99	0.70	0.91	1.01				
Na ₂ O	3.13	3.38	3.16	3.18	2.95	3.33	4.21	3.75	3.93	3.43	3.41	3.33				
K ₂ O	5.36	5.38	4.96	5.78	5.69	5.59	4.21	3.92	4.39	5.08	4.63	4.76				
P ₂ O ₅	0.24	0.18	0.13	0.14	0.16	0.20	0.07	0.05	0.07	0.25	0.35	0.39				
П.п.п.	<0.5	0.47	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.40	1.18	1.03	0.65	0.71	1.36				
Сумма	99.19	99.82	99.14	99.07	99.33	99.41	99.59	99.99	99.73	99.88	99.89	99.86				
X _{Fe}	0.92	0.82	0.90	0.87	0.84	0.88	0.67	0.65	0.69	0.84	0.85	0.83				
K ₂ O/Na ₂ O	1.71	1.59	1.56	1.82	1.93	1.68	8.42	7.67	8.32	1.48	1.36	1.43				
K ₂ O + Na ₂ O	8.49	8.76	8.12	8.96	8.64	8.92	1.0	0.96	0.90	8.51	8.04	8.09				
A/CNK	1.21	1.13	1.30	1.12	1.18	1.12	0.93	1.12	0.97	1.14	1.11	1.10				

* Анализы позаимствованы из работы (Савко и др., 2011б).

** Здесь и в табл. 2: в числителе — номер скважины, в знаменателе — глубина, м.



Кварцевые монзониты:

- Таловский массив ▲ диорты и габбро-диорты Таловского массива
- Красненский массив ▲ нориты, габбро-нориты и диорты Романовского массива
- ▣ Романовский массив △ габбро-нориты Вязовского массива
- Терновский массив ▲ нориты Еланского комплекса

Воронцовская серия: ● метапесчаники ○ сланцы

Граниты:

- ★ Ворошиловский массив
- ☆ Панинский массив
- ☆ Коршевский массив

Рис. 5. Вариационные диаграммы для гранитоидов востока ВКМ.

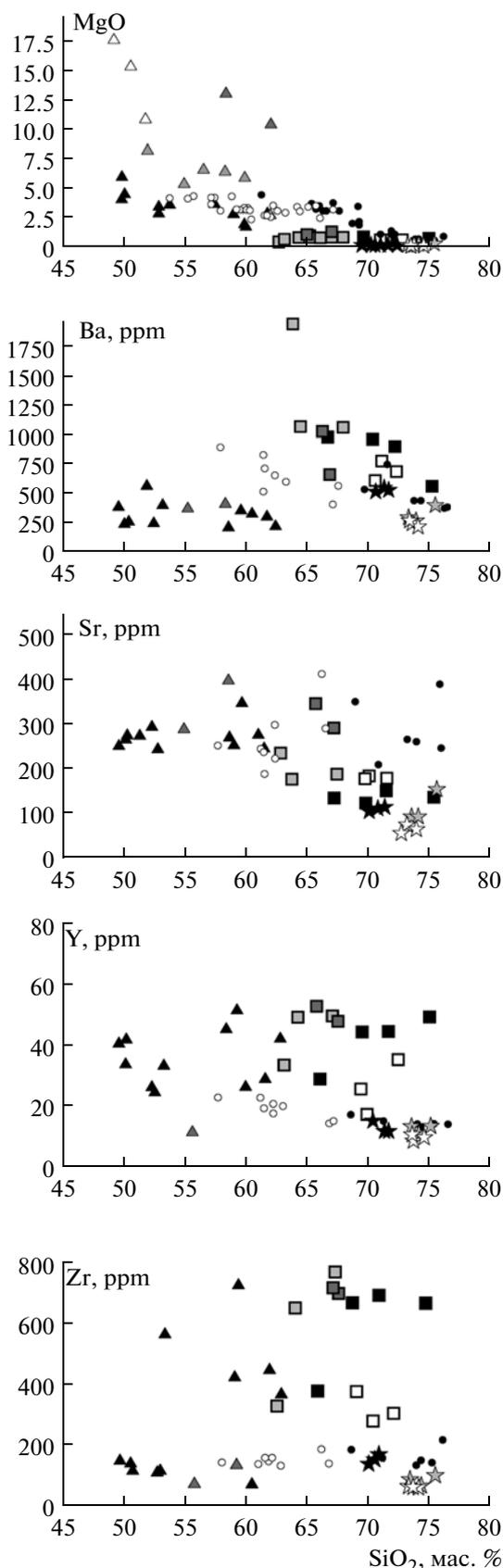


Рис. 5. Окончание.

На классификационной диаграмме (O'Connor, 1965) граниты Коршевского и Панинского массивов попадают в поле гранитов (рис. 7). Они характеризуются близким распределением редких и редкоземельных элементов, обогащены литофильными элементами: Li (69–71 ppm), Rb (213–287 ppm), Cs (7–25 ppm), обеднены Sr (46–152 ppm), Ba (216–470 ppm) – отсюда высокое отношение Rb/Ba (0.84–1.0), а также высокозарядными – Nb (6–10 ppm), Zr (57–111 ppm), Y (6.6–13 ppm) и редкоземельными элементами ($\Sigma\text{REE} = 71\text{--}91$ ppm), с ярко выраженной отрицательной Eu-аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.14\text{--}0.51$) (табл. 2, рис. 8). Отмечается обогащение легкими редкоземельными элементами относительно тяжелых с сильным фракционированием [$(\text{La}/\text{Yb})_n = 13\text{--}24$].

Гранитоиды восточной части востока ВКМ

Гранитоиды в восточной части Воронцовского террейна образуют как самостоятельные массивы (Ворошиловский, Красненский и Терновский), так и сложные габбро-диорит-гранодиорит-гранитные (Таловский массив) и норит-диорит-гранодиоритовые (Романовский массив).

Ворошиловский массив (рис. 3) единственный в восточной части Воронцовского террейна сложен только мелко-среднезернистыми двуслюдяными гранитами, по минеральному составу и структуре очень схожими с гранитами Панинского и Коршевского массивов. Структура пород гранитовая с элементами пойкилитовой (включения кварца, мусковита и биотита в плагиоклазе). В составе принимают участие альбит – 35–40%, калиевый полевой шпат – 25–30%, кварц – 22–30%, биотит и мусковит – до 3–5%. Плагиоклаз представлен гипидиоморфными табличками размером от 0.5 до 2 мм, большая часть из которых не обнаруживает полисинтетических двойников. По составу плагиоклазы зональные – содержание альбитового компонента увеличивается от центра зерен к краевым частям. Калиевый полевой шпат присутствует в виде ксеноморфных выделений размером до 2 мм. В количественном отношении мусковит преобладает над биотитом и представлен небольшими чешуйками (до 1 мм). Биотит коричневой окраски образует мелкие чешуйки (до 1 мм) и имеет довольно высокую железистость ($X_{\text{Fe}} = 0.64\text{--}0.73$) и титанистость ($\text{TiO}_2 = 2.54\text{--}2.75$ мас. %) (табл. 2). Акцессорные минералы представлены цирконом, монацитом, апатитом, синхизитом, алланитом, рутилом, флюоритом.

Граниты Ворошиловского массива характеризуются умеренными содержаниями кремнезема ($\text{SiO}_2 = 69.5\text{--}72.1\%$), невысокими – кальция (0.85–1.32 мас. % CaO) и магния (0.32–0.50 мас. % MgO), довольно постоянной суммой щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} = 8.12\text{--}8.96$) с преобладанием калия ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1.56\text{--}1.93$) и высокой железистостью ($X_{\text{Fe}} = 0.84\text{--}0.92$) (табл. 1, рис. 5). Они насы-

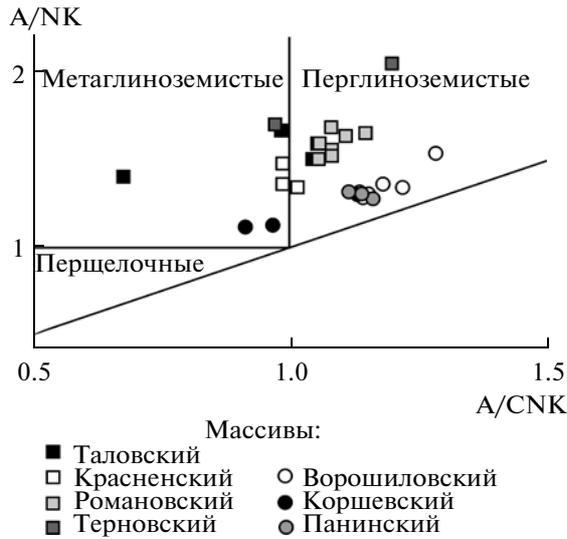


Рис. 6. Составы гранитоидов востока ВКМ на диаграмме A/NK–A/CNK (Maniar, Piccoli, 1989).

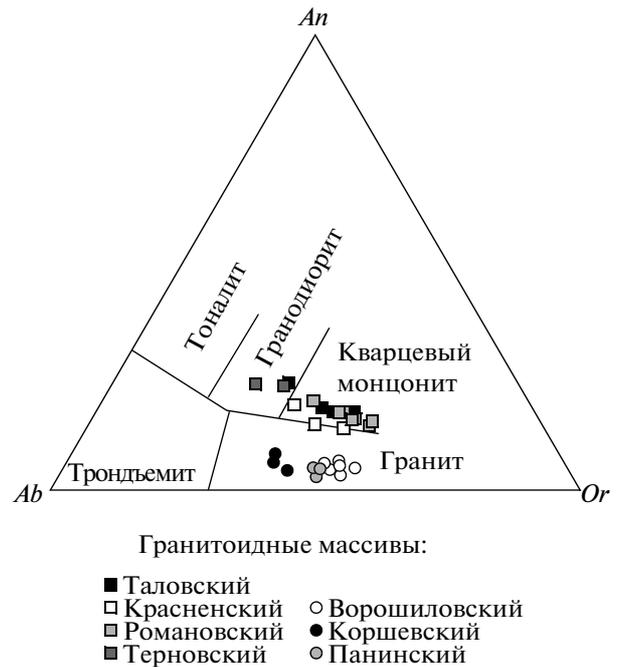


Рис. 7. Составы гранитоидов востока ВКМ на классификационной диаграмме (O'Connor, 1965).

щены глиноземом ($A/CNK = 1.04–1.20$) (рис. 6), отличаются от гранитов западной части востока ВКМ повышенными содержаниями $Fe_2O_{3\text{сум}}$, TiO_2 , K_2O и P_2O_5 .

Так же, как и граниты в западной части востока ВКМ, граниты Ворошиловского массива на классификационной диаграмме (O'Connor, 1965) попадают в поле гранитов (рис. 7) и обогащены литофильными элементами: Li (91–135 ppm), Rb (278–290 ppm), Cs (8–11 ppm), обеднены Sr (109–121 ppm), а также высокозарядными – Nb (9–10 ppm), Zr (122–165 ppm), Y (10–13 ppm) (табл. 2, рис. 8). По сравнению с Коршевским и Панинским массивами граниты Ворошиловского обогащены легкими REE с сильным их фракционированием $[(La/Yb)_n = 22–33]$ и резким Eu-минимумом ($Eu/Eu^* = 0.21–0.25$) (табл. 2, рис. 8). Несколько повышенными содержаниями Ba (524–542 ppm) обусловлены более низкие значения отношения Rb/Ba (0.52–0.55).

Романовский норит-диорит-гранодиоритовый массив (рис. 3) сложен норитами, габбро-норитами, диоритами и гранодиоритами, взаимоотношения между которыми не вскрыты скважинами. Гранодиориты установлены в восточной части массива (скв. 8410). Это светло-серые, среднезернистые до крупнозернистых, с порфировидной текстурой породы, характеризующиеся аллотриоморфной (гранитовой) структурой и состоящие из калиевого полевого шпата – 40–45%, плагиоклаза – 40%; кварца – 10–15% и биотита – 3%. Калиевый полевой шпат представлен крупными ксеноморфными зернами и табличками неоднородно решетчатого микроклина размером до 6–7 мм в поперечнике. Плагиоклаз ($An_{23–30}$) образует гипидиоморфные, часто с округленными ребрами и вершинами таблички полисинтетически сдвой-

никованные размером 2–4 мм в поперечнике. Биотит с размером чешуек до 4 мм имеет красновато-коричневую, участками пятнистую окраску за счет изменения цвета около включений акцессорных минералов. По составу биотиты относительно железистые ($X_{Fe} = 0.64–0.70$) и титанистые ($TiO_2 = 2.6–3.7$ мас. %). Вторичный мусковит представлен мелкими субидиоморфными чешуйками размером 0.1–0.5 мм, замещающими плагиоклаз. Акцессорные минералы представлены в основном минералами редких земель: монацитом, синхизитом, REE-содержащим флюоритом, REE-содержащим апатитом и цирконом.

Гранодиориты Романовского массива по сравнению с Ворошиловским содержат меньше кремнезема (62.7–67.7% SiO_2), имеют близкие значения суммы щелочей, хотя и с большим разбросом (от 7.3 до 9.5% $Na_2O + K_2O$) с преобладанием калия ($K_2O/Na_2O = 1.4–2.3$) (табл. 1). Они характеризуются повышенной железистостью ($Fe/(Fe + Mg) = 0.83–0.85$) и насыщены глиноземом ($A/CNK > 1$). Кроме того, отмечаются повышенные содержания фосфора ($P_2O_5 = 0.26–0.48$ мас. %) и титана ($TiO_2 = 0.36–0.80$ мас. %) (табл. 1, рис. 5).

Гранодиориты Романовского массива обеднены литофильными элементами (Li, Rb, Cs) и резко обогащены Ba (1000–2000 ppm), Zr (306–644 ppm), Y (36–51 ppm) и REE (299–523 ppm) по сравнению с двуслюдяными гранитами востока ВКМ (рис. 8, табл. 2). Кроме того, они обогащены тяжелыми редкоземельными элементами (HREE) при сильной степени их фракционирования

Таблица 2. Содержания редких и редкоземельных элементов в гранитоидах востока ВКМ (ppm)

Компо- ненты	Кварцевые монцитониты												
	Таловский массив				Красненский массив			Романовский массив				Терновский массив	
	8051/ 200.2	8051/ 201.5	8051/ 225.8	8051/ 218	8634/ 299	8634/ 311	8634/ 318	8410/ 293	8410/ 296.7	8410/ 317.5	8410/ 364	8317/ 339.4	8317/ 371.8
Li	19.6	20.6	17.3	26.4	47.1	57.3	72.1	21.6	51.7	36.3	38.0	157	43.3
Be	1.0	0.56	1.0	1.1	2.4	2.2	2.7	1.4	1.0	1.2	1.1	4.2	2.4
Sc	6.5	10.9	7.1	7.1	4.8	4.4	6.3	5.4	11.3	6.2	6.5	13.6	11.8
V	19.2	29.6	19.0	22.5	10.7	8.7	15.2	17.1	33.1	19.7	20.5	62.4	50.8
Cr	11.0	12.4	11.7	14.5	7.6	4.3	10.0	17.5	29.1	23.2	28.4	28.4	25.3
Co	4.2	6.4	3.8	4.8	2.9	2.8	4.2	3.0	7.2	5.7	7.1	11.5	8.5
Ni	11.6	14.6	11.4	7.0	4.1	3.8	5.5	13.5	32.6	20.2	17.0	22.6	27.5
Cu	20.9	12.4	22.3	8.7	17.0	16.4	16.0	20.9	36.6	38.9	30.2	112	21.1
Zn	42.0	72.2	48.0	58.8	40.0	43.7	58.3	121	90.9	60.1	66.0	186	94.7
Ga	15.1	17.3	14.2	13.6	15.9	16.4	18.7	17.0	18.6	20.6	19.5	17.2	14.9
Rb	107	146	97.6	97.6	155	192	154	157	160	153	157	186	91.5
Sr	139	145	146	120	138	184	173	226	170	177	178	297	352
Y	43.4	29.0	43.9	49.9	20.7	18.6	24.2	36.8	51.2	77.8	51.0	47.1	52.7
Zr	658	390	690	661	304	298	385	306	644	761	772	735	730
Nb	8.1	9.8	10.2	9.9	8.6	7.3	9.9	7.4	15.8	9.9	9.7	26.8	37.7
Mo	1.4	0.86	0.92	0.72	0.70	0.55	1.9	0.7	24.1	2.8	3.5	1.9	1.3
Cs	1.3	1.1	1.4	1.3	2.9	4.2	3.2	2.9	4.6	3.2	3.8	5.5	4.1
Ba	937	960	891	559	668	741	597	1998	1064	1036	1004	668	1090
La	75.8	82.7	75.4	115	37.2	40.8	38.3	59.2	101	97.5	92.3	95.0	79.8
Ce	160	158	151	248	72.0	81.3	75.5	126	218	215	204	212	181
Pr	19.5	18.0	17.1	30.5	8.9	10.0	9.1	14.8	26.5	26.3	24.7	25.5	23.4
Nd	73.4	65.9	68.0	100	35.8	39.5	36.2	59.6	103	103	96.5	101	92.2
Sm	13.2	11.5	12.4	17.7	7.1	7.6	6.9	11.3	18.8	20.2	19.0	17.1	16.6
Eu	1.3	1.4	1.4	1.2	0.88	0.98	1.0	1.6	1.2	1.4	1.3	1.7	2.3
Gd	11.0	8.8	10.4	13.3	5.3	5.5	5.6	9.5	15.0	19.5	17.0	12.9	13.0
Tb	1.5	1.2	1.5	1.8	0.69	0.72	0.76	1.4	2.1	2.8	2.3	1.7	1.8
Dy	8.7	6.4	8.3	9.1	3.6	3.5	4.1	7.1	10.2	16.0	11.6	9.1	9.5
Ho	1.6	1.1	1.6	1.7	0.69	0.64	0.82	1.3	1.8	3.2	2.1	1.7	1.8
Er	4.5	3.1	4.5	4.8	2.0	1.8	2.4	3.5	4.6	8.9	5.5	4.7	5.1
Tm	0.61	0.41	0.65	0.67	0.27	0.24	0.32	0.42	0.56	1.2	0.73	0.64	0.69
Yb	4.1	2.7	4.2	4.4	1.9	1.6	2.3	2.7	3.6	7.3	4.6	4.2	4.7
Lu	0.60	0.42	0.65	0.68	0.29	0.25	0.35	0.36	0.48	1.0	0.65	0.61	0.68
Hf	16.0	9.9	17.0	18.7	8.2	7.7	9.8	8.9	17.7	21.0	21.4	17.2	16.8
Ta	0.63	0.68	0.80	0.80	0.77	0.55	0.90	0.33	0.64	0.76	0.75	1.7	2.3
W	0.52	0.40	0.69	0.42	0.42	0.23	0.29	0.63	0.56	0.82	0.89	0.75	0.77
Pb	17.6	21.9	16.5	12.9	12.8	19.7	16.5	36.0	16.1	21.6	21.9	10.3	13.5
Bi	0.031	0.049	0.055	0.044	0.07	0.19	0.64	0.040	0.084	0.10	0.10	0.32	0.058
Th	14.3	11.1	13.4	23.9	11.2	13.1	10.8	15.3	25.9	27.2	26.7	12.2	11.1
U	1.9	1.5	2.6	6.5	1.8	3.2	4.2	1.8	2.4	4.5	3.3	5.0	2.6
ΣREE	375.8	361.6	357.1	548.9	176.6	194.4	183.7	299.0	506.8	523.3	482.3	487.9	432.6
Eu/Eu*	0.33	0.43	0.38	0.24	0.44	0.46	0.49	0.47	0.22	0.22	0.22	0.35	0.48
(Gd/Yb) _n	2.22	2.70	2.05	2.50	2.31	2.84	2.01	2.91	3.45	2.21	3.06	2.54	2.29
(La/Yb) _n	13.26	21.97	12.88	18.75	14.04	18.29	11.94	15.73	20.12	9.58	14.39	16.22	12.18
(La/Sm) _n	3.71	4.64	3.93	4.19	3.38	3.47	3.58	3.38	3.47	3.12	3.14	3.59	3.10
Rb/Ba	0.11	0.15	0.11	0.17	0.23	0.26	0.26	0.08	0.15	0.15	0.16	0.28	0.08
Ba/Sr	6.74	6.62	6.10	4.66	4.84	4.03	3.45	8.84	6.26	5.85	5.64	2.25	3.10

Таблица 2. Окончание

Компо- ненты	Биотит-мусковитовые граниты								
	Ворошиловский массив			Коршевский массив			Панинский массив		
	8769/454.0	8696/338	8696/340.0	0162/423.3*	0162/581.3*	0163/264.2*	062/310.6	062/1-325	062/2-325
Li	91.3	135	123	Н.о.	Н.о.	Н.о.	71.9	/69.2	65.3
Be	2.8	4.3	3.2	5.2	3.8	4.6	1.9	1.9	1.7
Sc	1.6	1.9	2.4	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.82	0.72	0.62
V	12.1	8.1	12.6	26.2	20.4	29.6	1.5	7.9	7.6
Cr	11.3	14.1	14.4	21.8	15.0	17.0	4.2	1.6	1.5
Co	1.6	1.9	2.1	1.52	1.5	2.4	0.67	0.52	0.52
Ni	11.6	7.5	17.1	13.5	9.0	7.1	1.0	2.3	2.3
Cu	21.6	12.3	14.7	8.05	6.8	12.0	11.4	8.6	5.5
Zn	54.3	39.6	70.6	38.9	34.0	41.9	40.4	32.2	31.4
Ga	18.2	18.0	18.6	19.9	17.7	18.5	13.7	13.2	12.8
Rb	290	280	278	287	278	235	231	216	213
Sr	109	121	109	99	88	152	64.1	46.1	59.0
Y	10	10.4	13.3	12.2	10.5	13.1	6.6	10.9	12.1
Zr	122	165	129	81.3	62	111	64.4	56.7	60.0
Nb	9.0	10.0	8.9	Н.о.	8.8	9.6	6.2	8.8	7.3
Mo	1.1	3.4	1.9	4.1	2.4	5.7	0.38	0.15	0.21
Cs	8.1	10.0	10.5	25.4	14.1	10.4	8.0	8.9	6.7
Ba	524	542	534	274	251	470	276	216	254
La	36.4	36.8	36.7	20.9	16.4	21.2	14.5	14.8	14.7
Ce	86.3	81.4	88.2	40.9	32.4	42.0	38.0	35.0	35.2
Pr	9.8	9.5	10.1	4.0	3.3	4.1	4.5	4.2	4.3
Nd	36.9	36.2	38.1	13.1	10.6	13.5	17.1	16.7	16.9
Sm	6.9	6.8	7.1	2.6	2.0	2.56	4.4	4.7	4.9
Eu	0.39	0.43	0.45	0.29	0.28	0.38	0.26	0.22	0.25
Gd	4.5	4.2	4.9	2.1	1.7	2.0	3.7	4.6	4.8
Tb	0.50	0.49	0.59	0.30	0.26	0.32	0.50	0.73	0.78
Dy	2.0	2.0	2.5	1.8	1.5	1.9	1.9	3.1	3.5
Ho	0.36	0.34	0.47	0.34	0.29	0.37	0.25	0.42	0.47
Er	0.94	0.9	1.2	0.91	0.81	1.06	0.55	1.0	1.1
Tm	0.13	0.12	0.17	0.15	0.13	0.17	0.066	0.12	0.14
Yb	0.84	0.8	1.2	0.94	0.89	1.02	0.43	0.71	0.79
Lu	0.12	0.11	0.16	0.14	0.13	0.15	0.060	0.091	0.10
Hf	4.1	4.6	4.0	2.8	2.3	3.4	2.3	2.4	2.5
Ta	1.4	1.01	1.1	Н.о.	1.46	1.91	1.6	1.8	1.6
W	0.60	0.80	0.78	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.43	0.41	0.41
Pb	18.4	18.1	23	Н.о.	Н.о.	Н.о.	27.1	21.6	17.8
Bi	0.23	0.23	0.80	Н.о.	Н.о.	Н.о.	0.13	1.4	0.047
Th	15.1	18.0	16.1	12.6	10.7	11.2	8.9	8.1	7.7
U	3.2	3.2	11.8	7.17	4.75	5.71	14.1	8.2	4.6
ΣREE	186.1	180.0	191.8	88.5	70.7	90.7	86.2	86.4	87.9
Eu/Eu*	0.21	0.25	0.23	0.38	0.46	0.51	0.20	0.14	0.16
(Gd/Yb) _n	4.43	4.34	3.38	1.85	1.58	1.62	7.12	5.36	5.03
(La/Yb) _n	31.08	33.00	21.94	15.95	13.22	14.91	24.19	14.95	13.35
(La/Sm) _n	3.41	3.49	3.34	5.19	5.29	5.35	2.13	2.03	1.94
Rb/Ba	0.55	0.52	0.52	1.05	1.11	0.50	0.84	1.00	0.84
Ba/Sr	4.81	4.48	4.90	2.77	2.85	3.09	4.31	4.69	4.31

* Анализы позаимствованы из работы (Савко и др., 2011б).

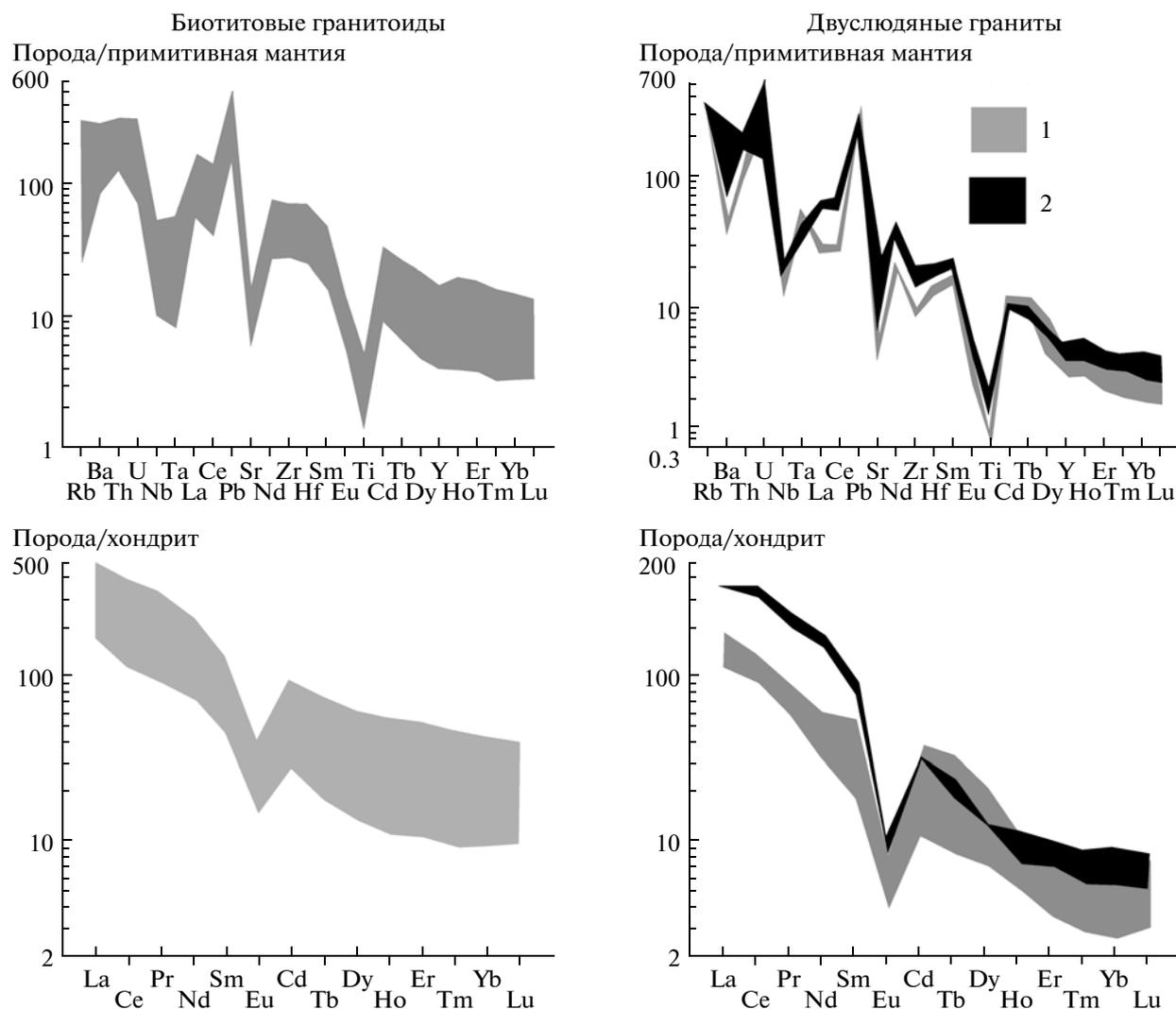


Рис. 8. Распределение редких и редкоземельных элементов в гранитоидах востока ВКМ.

1 – граниты западной части (Коршевский и Панинский массивы); 2 – граниты восточной части (Ворошиловский массив).

((Gd/Yb)_n от 2.9 до 3.4) (рис. 8). Концентрации Sr невысокие: 170–226 ppm.

Таловский габбро-диорит-гранитный массив имеет округлую форму и площадь около 45 км² и сложен преимущественно роговообманковыми и кварцевыми диоритами, а южная и восточная часть – гранитоидами, которые занимают около 30% его площади (рис. 3). Северо-западный и восточный контакты, вскрытые скважинами 8035 и 8052, падают к центру массива, а в его центральной части наблюдается провес кровли, сложенный вмещающими метаалевропесчаниками и сланцами, что позволяет предполагать коническую, воронкообразную форму интрузии. Судя по интенсивности наблюдаемого над массивом гравитационного максимума, магмоподводящий канал расположен в его северо-восточной части.

Гранитоиды сложены гипидиоморфнозернистым кварц-плагиоклазовым агрегатом с чешуйками биотита ($X_{Fe} = 0.60–0.64$) и подчиненным количеством микроклина, часто образующего ксеноморфные выделения, выполняющие межзерновые интерстиции. Порфириовидная структура обусловлена присутствием крупных (до 3 см) толстотаблитчатых кристаллов микроклина, содержащих пойкилитовые включения зерен плагиоклаза, кварца и чешуек биотита. Присутствуют мелкие участки кварц-плагиоклазовых и кварц-микроклиновых микрографических сростаний. Плагиоклазы обнаруживают зональность: в центральных частях зерен $X_{An} = 22–27$, а в краевых $X_{An} = 1–11$.

Гранитоиды Таловского массива обнаруживают широкие вариации кремнеземистости ($SiO_2 = 66.5–75.2$ мас. %), повышенные содержания кальция ($CaO = 2.54–5.76$ мас. %), титана ($TiO_2 =$

= 0.4–0.6 мас. %) и фосфора ($P_2O_5 = 0.24–0.34$ мас. %), относительно невысокое содержание щелочей ($Na_2O + K_2O = 5.31–7.93$ мас. %) с преобладанием калия ($K_2O/Na_2O = 1.1–2.2$) (табл. 1). В геохимическом отношении граниты Таловского массива очень близки к гранодиоритам Романовского. Они также низкостронциевые (139–146 ppm), обеднены литофильными элементами (Li, Rb, Cs), обогащены Ba (891–1419 ppm), Zr (390–698 ppm), Y (29–44 ppm) и REE (357–548 ppm) (табл. 2).

Красненский массив (рис. 3) находится севернее Ворошиловского массива (рис. 1) и сложен среднезернистыми порфировидными биотитовыми гранитами. По сравнению с гранитоидами Таловского и Романовского массивов породы Красненского массива более лейкократовые с содержаниями $SiO_2 = 70.4–72.6$ мас. %. Концентрации титана ($TiO_2 = 0.36–0.44$ мас. %) и фосфора ($P_2O_5 = 0.15–0.19$ мас. %) в них ниже при близкой сумме щелочей ($Na_2O + K_2O = 7.2–8.4$ мас. %) и отношении K_2O/Na_2O (табл. 1). Они характеризуются обеднением литофильных элементов, умеренными содержаниями Ba (597–641 ppm), Zr (298–385 ppm), Y (19–24 ppm), которые все же выше, чем в двуслюдяных гранитах (табл. 2, рис. 8). Концентрации REE невысокие (177–194 ppm) с выраженным Eu-минимумом ($Eu/Eu^* = 0.44–0.49$).

Терновский массив помимо гранодиоритов включает габбро-нориты и серпентинизированные перидотиты мамонского комплекса (рис. 3). Этот самый северный из рассмотренной группы массивов представлен светло-серыми среднезернистыми гранодиоритами, характеризующимися умеренной кремнеземистостью ($SiO_2 = 66.8–67.2$ мас. %) и самыми высокими из всех массивов содержаниями железа ($Fe_2O_{3\text{сум}} = 4.1–5.9$ мас. %), магния ($MgO = 1.3–2.0$ мас. %), кальция ($CaO = 3.0–3.7$ мас. %), а также титана ($TiO_2 = 1.0–1.1$ мас. %) и фосфора ($P_2O_5 = 0.56–0.59$ мас. %) (табл. 1, рис. 5). Содержание щелочей ($Na_2O + K_2O = 4.98–6.62$ мас. %) относительно невысокое с близкими концентрациями K и Na.

Гранодиориты Терновского массива среди других массивов выделяются повышенными содержаниями V (51–62 ppm), Sr (297–352 ppm), Nb (27–38 ppm) и Ta (1.7–2.3 ppm) при близких с гранитоидами Романовского и Таловского массивов концентрациях Ba (668–1098 ppm), Zr (730–735 ppm), Y (47–53 ppm) и REE (433–488 ppm) (табл. 2).

Таким образом, в пределах востока ВКМ выделяется две группы гранитоидов: мелко-среднезернистые биотит-мусковитовые граниты, слагающие крупные массивы преимущественно в западной части Воронцовского террейна, и порфировидные средне-крупно-зернистые биотитовые граниты и гранодиориты, которые установлены только в восточной части. Они содержат

более основной зональный плагиоклаз и титанистый биотит. На классификационных диаграммах двуслюдяные граниты попадают в поле гранитов, а биотитовые граниты и гранодиориты – в поля кварцевых монцонитов и гранодиоритов (рис. 7). В дальнейшем мы будем их называть гранитами и кварцевыми монцонитами. По многим геохимическим характеристикам граниты Коршевского, Панинского массивов в западной части Воронцовского террейна и Ворошиловского массива в восточной близки, однако первые два демонстрируют более низкие концентрации REE с явно более фракционированными спектрами легких и менее фракционированными – тяжелых лантаноидов (табл. 2, рис. 8). В целом граниты обеднены кальцием, магнием и титаном, обогащены кремнеземом и литофильными элементами (Li, Rb, Cs) и отличаются сильно фракционированными спектрами тяжелых REE и резкой отрицательной Eu-аномалией по сравнению с кварцевыми монцонитами (табл. 1, 2, рис. 5, 8). Для последних характерны высокие концентрации Ti, P, Ba, Zr, Y, легких и тяжелых REE и сильная степень фракционирования легких лантаноидов.

U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЯ ПО ЦИРКОНАМ И ИЗОТОПНАЯ ГЕОХИМИЯ

Нами были выполнены определения возраста цирконов на ионном микрозонде SHRIMP-II из гранитов Панинского массива у западной границы Воронцовского террейна и на востоке – Ворошиловского массива, а также кварцевых монцонитов Таловского массива (рис. 1, 3). Акцессорные цирконы из гранитов Ворошиловского и Панинского массивов представлены субидiomорфными короткопризматическими, реже идиоморфными призматическими кристаллами от 100 до 300 мкм, часто трещиноватыми и содержащими включения других минеральных фаз и флюидные включения. Присутствуют изометричные и даже округлые (среди очень мелких зерен) цирконы. Окраска светло-коричневая от белой до насыщенной. Прозрачность зависит от размера – чем меньше кристалл, тем он прозрачнее: от бесцветных до буровато-коричневатых. В катодной люминесценции в крупных кристаллах наблюдается концентрическая зональность, сохраняются реликтовые ядра (рис. 9).

Цирконы из кварцевых монцонитов Таловского массива отличаются от вышеописанных цирконов из гранитов большим идиоморфизмом, призматическим габитусом с преобладанием длиннопризматических кристаллов с острыми пирамидальными вершинами, коэффициент удлинения от 2 до 5.5 (рис. 9) (округлые кристаллы встречаются редко). Кристаллы от бесцветных до буровато-коричневатых с характерной концентрической зональностью.

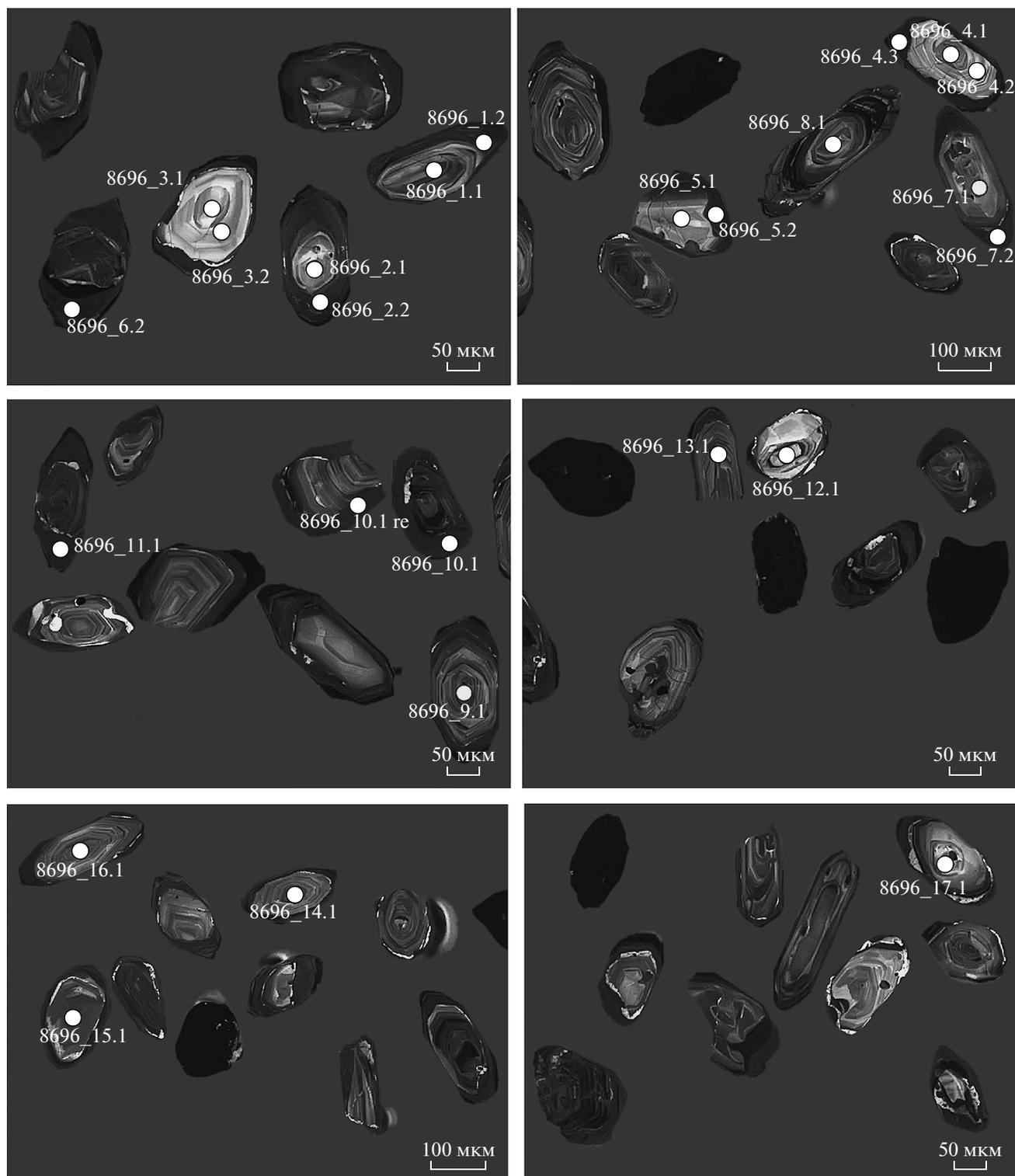


Рис. 9. Расположение аналитических точек на катодолуминесцентных снимках цирконов из гранитоидов востока ВКМ.

Результаты изотопного датирования приведены на рис. 10 и в табл. 3. Возраст лейкократовых мелкозернистых биотит-мусковитовых гранитов составляет: для Ворошиловского массива — $2055 \pm$

± 7 млн лет (2052 ± 8 по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $N=9$) (рис. 10а), для Панинского массива — 2067 ± 10 млн лет (рис. 10б) и для Коршевского массива — $2050 \pm \pm 13$ млн лет (Кременецкий и др., 2006) (рис. 10в).

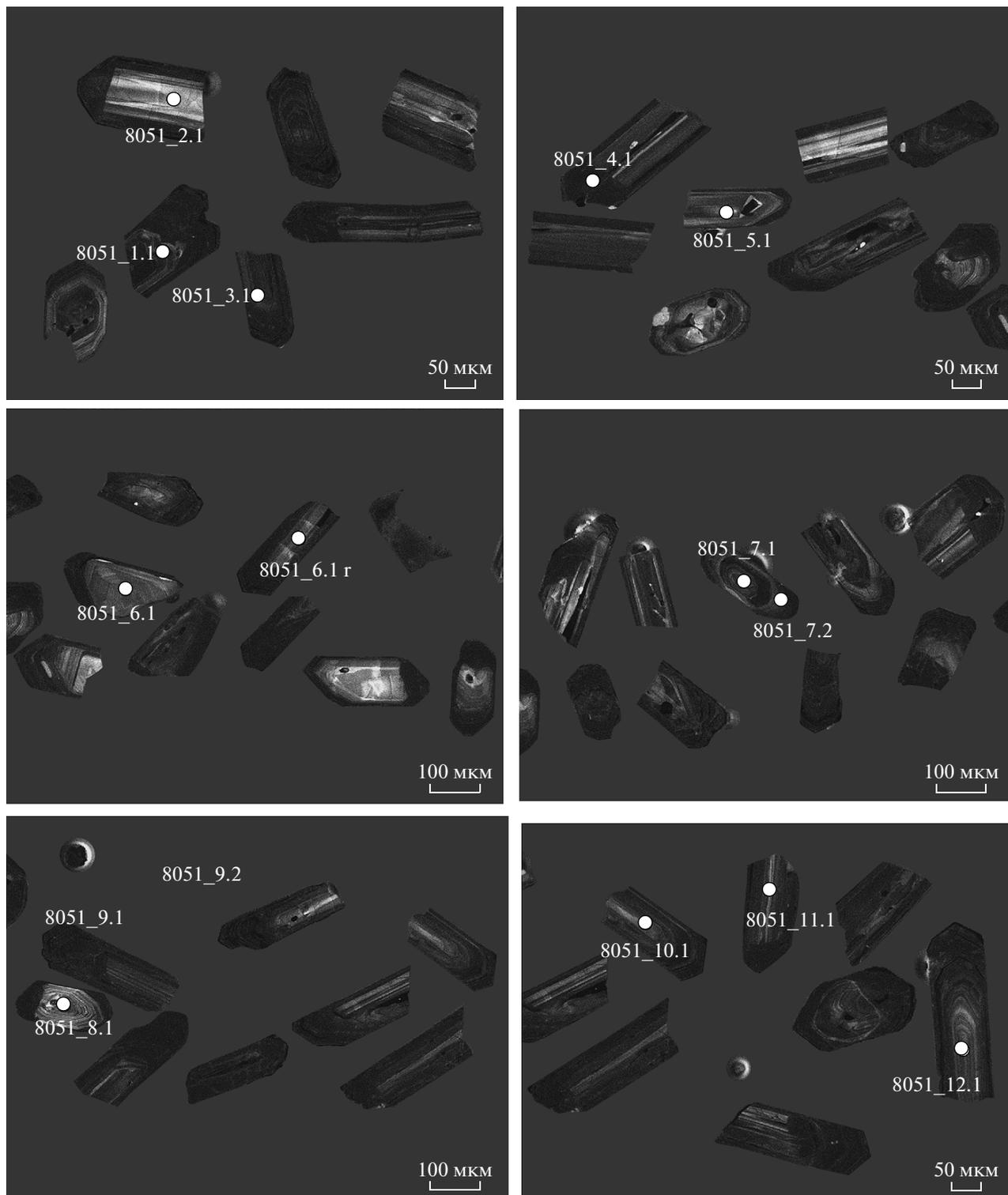


Рис. 9. Продолжение.

Значительная дискордантность большей части цирконов из Панинского массива (проба 062/325) не позволяет дать достаточно корректную оценку возраста слагающих его гранитов. Поэтому в ка-

честве предварительной оценки можно использовать среднее значение возраста ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) наименее дискордантного циркона (точки 3.1, 9.1 и 12.1 в табл. 3), составляющее 2051 ± 14 млн лет.

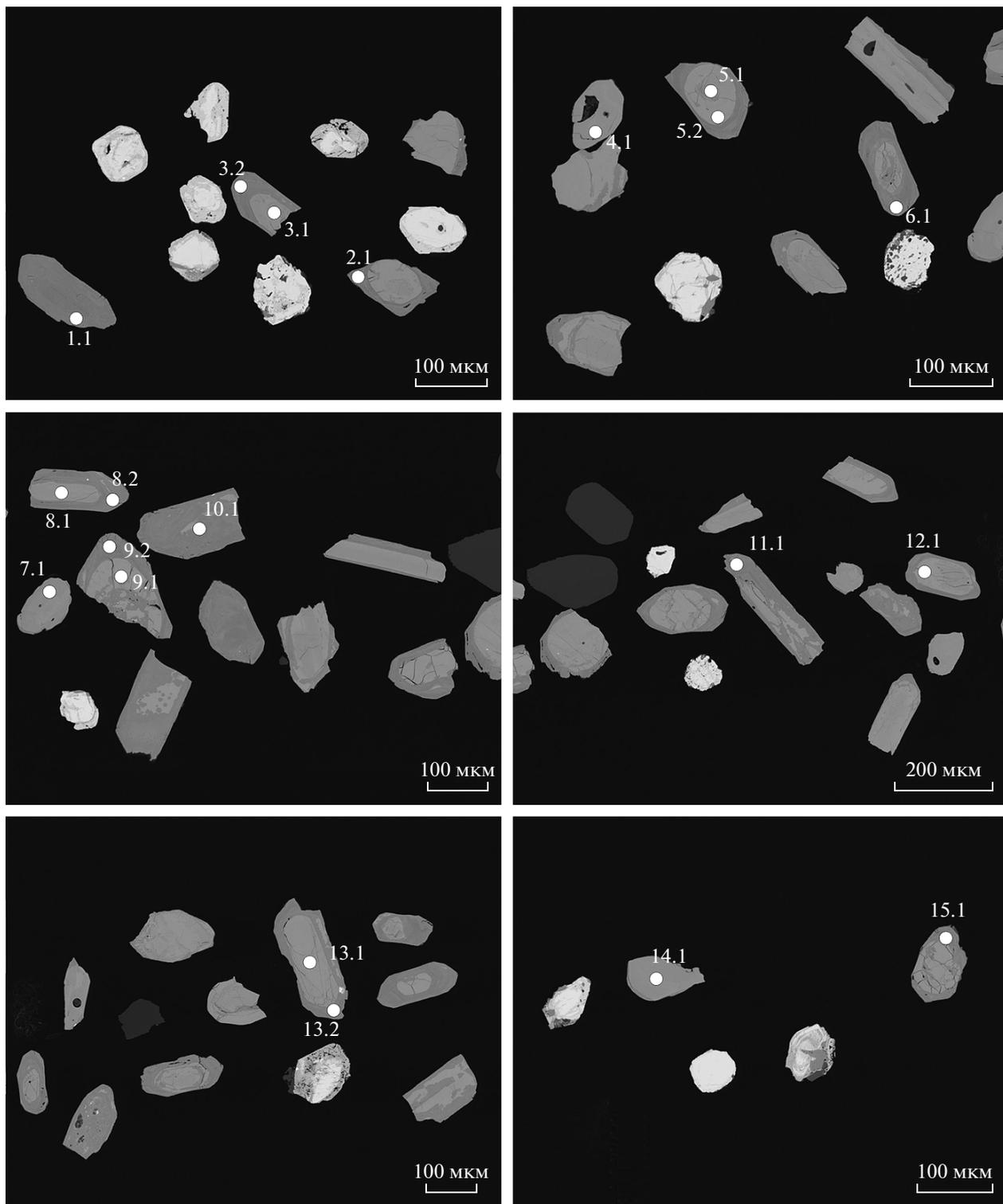


Рис. 9. Окончание.

Возраст биотитовых гранитов Таловского массива в восточной части ВКМ оценивается как 2066 ± 6 млн лет, 2063 ± 6 по $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, $N = 7$ (рис. 10г).

С учетом ошибок определения оценки возрастов перекрываются и попадают в интервал 2050–

2070 млн лет. Реликтовые ядра цирконов из гранитов Ворошиловского массива дают два кластера возрастов – 2094–2111 и 2133–2155 млн лет, из кварцевых монзонитов Таловского массива – 2075–2166 млн лет (рис. 11). Эти оценки совпада-

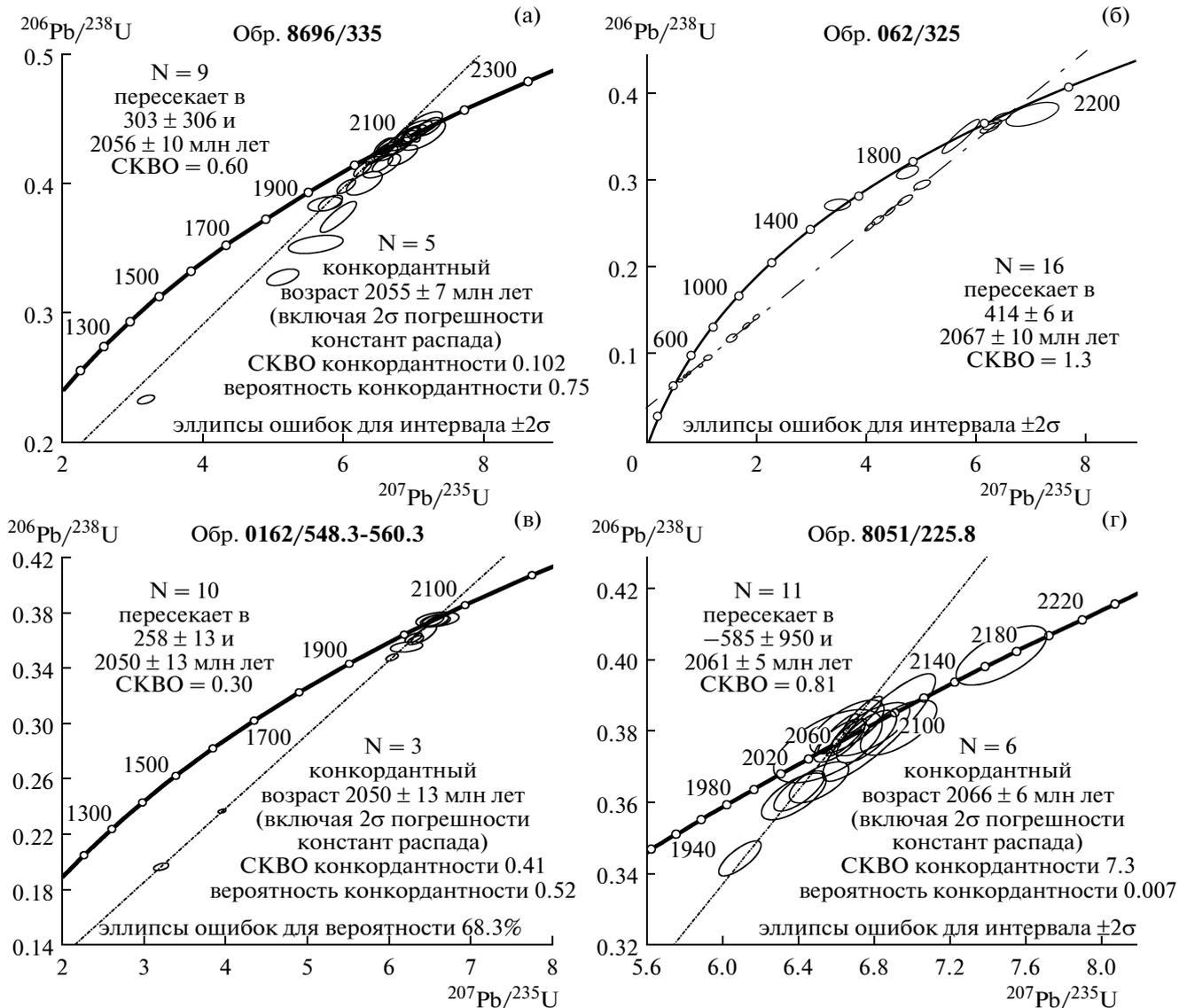


Рис. 10. Результаты изотопного датирования цирконов из гранитоидов востока ВКМ.

(а) – Ворошиловский массив; (б) – Панинский массив; (в) – Коршевский массив (Кременецкий и др., 2006); (г) – Таловский массив.

ют с таковыми детритовых цирконов из вмещающих метапесчаников и сланцев воронцовской серии (неопубликованные данные В.Ю. Скрябина и А.В. Самсонова). Отметим, что цирконы из кварцевых диоритов Таловского массива с возрастом 2050 ± 7 млн лет не содержат реликтовых ядер (Савко, Скрябин, 2012).

По Sm-Nd изотопно-геохимическим данным гранитоиды четырех изученных массивов близки и характеризуются положительными величинами $\epsilon_{Nd}(T)$ (табл. 4). При этом граниты Коршевского и Ворошиловского массивов имеют чуть менее радиогенный изотопный состав неодама ($\epsilon_{Nd}(2060) +2.1$) по сравнению с кварцевы-

ми монцонитами Романовского и Таловского массивов ($\epsilon_{Nd}(2060)$ от $+2.4$ до $+2.6$).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Геохимическая типизация гранитоидов востока ВКМ

Граниты S-типа. По ряду геологических признаков, минеральному составу и петрогеохимическим характеристикам граниты западной части Воронцовского террейна (Коршевский и Панинский массивы), а также Ворошиловского массива в восточной части являются гранитами S-типа. Эти плутоны состоят только из лейкократовых мелкозернистых биотит-мусковитовых гранитов,

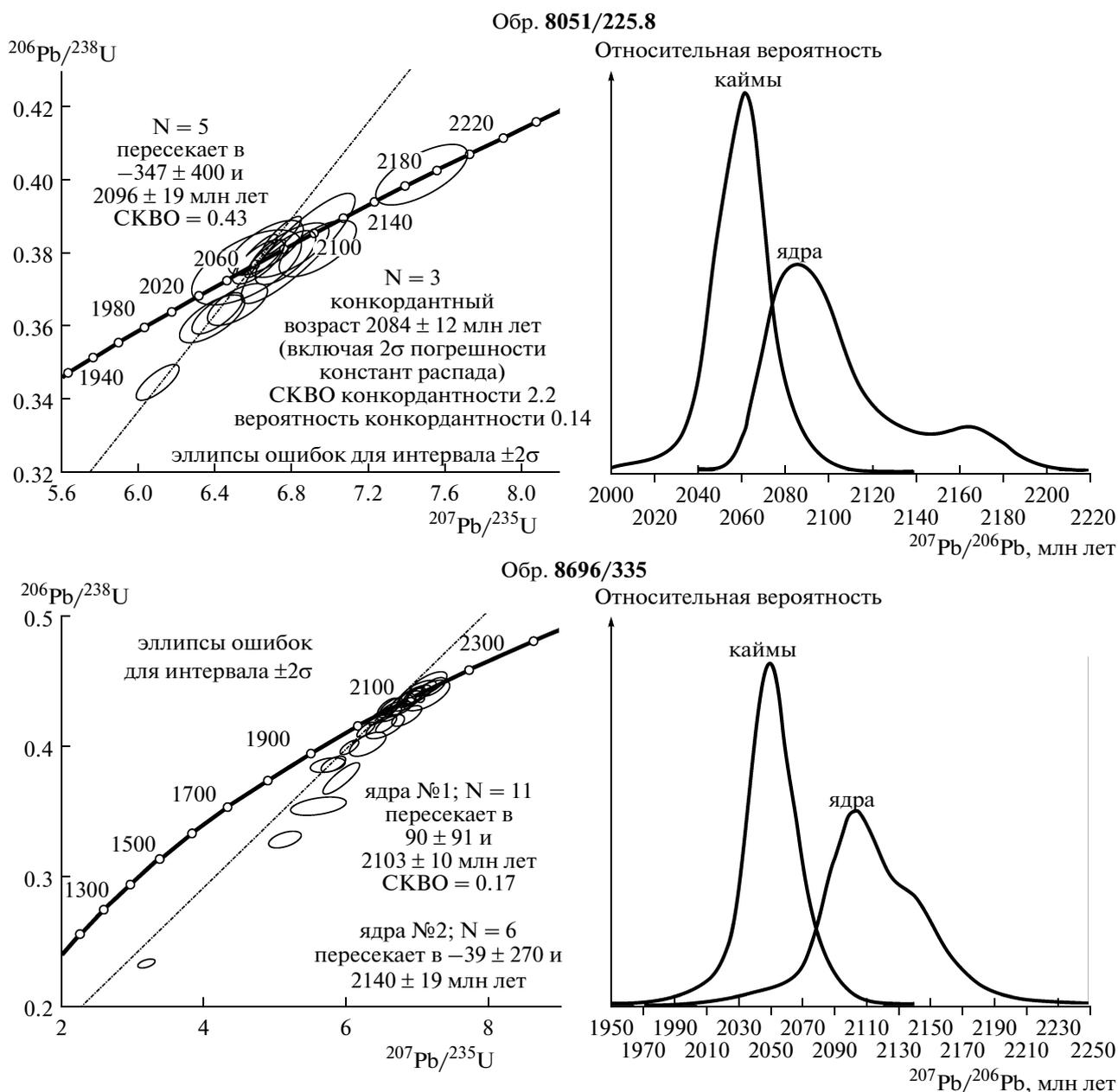


Рис. 11. Результаты изотопного датирования реликтовых ядер цирконов из гранитоидов востока ВКМ.

причем мусковит преобладает над биотитом, находятся в полях высокотемпературного метаморфизма и сопровождаются пегматитовыми телами. Они обогащены кремнеземом и щелочами с преобладанием калия, литофильными элементами, являются перглиноземистыми ($A/CNK > 1$), обеднены Ca, Mg, Ti, Sr, Ba, REE и высокозарядными (Nb, Zr, Y) элементами. Важной особенностью гранитов S-типа является присутствие в цирконах древних унаследованных от протолита ядер. Совпадение возрастов реликтовых ядер цирконов из гранитов и детритовых цирконов из метаосадков воронцовской серии предполагает

образование гранитных магм при плавлении сланцев и метапесчаников.

Граниты А-типа. Кварцевые монзониты и гранодиориты восточной части Воронцовского террейна характеризуются сильно варьирующими содержаниями кремнезема (от 62 до 75 мас. % SiO_2), обогащены железом, титаном, фосфором, высокозарядными катионами (Zr, Hf, Y), редкоземельными элементами с сильным фракционированием лантаноидов и резкими отрицательными аномалиями Eu. Такие геохимические особенности сближают их с анорогенными гранитами А-типа или с гранитоидами постколлизииных обстано-

Таблица 3. Результаты U-Pb исследований цирконов из гранитоидов востока ВКМ

Точка	$^{206}\text{Pb}_{\text{с}}$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	Возраст, млн лет		D, %	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	± %	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	± %	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	± %	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	±U	Err сог
						$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$										
Образец 8696/335																	
-с4.1	0.56	299	83	47.2	0.29	1080.7 ± 7.2	2054 ± 24	90	5.476	0.73	0.1268	1.4	3.191	1.6	0.1825	0.73	.467
-с17.1	0.08	126	78	41.5	0.64	2091 ± 14	2094 ± 17	0	2.609	0.81	0.1297	0.96	6.854	1.3	0.3832	0.81	.644
-с8.1	0.13	233	280	77.6	1.24	2107 ± 13	2096 ± 14	-1	2.585	0.7	0.1298	0.81	6.923	1.1	0.3867	0.7	.658
-с16.1	0.06	188	85	62.2	0.47	2103 ± 13	2097 ± 13	0	2.592	0.73	0.1299	0.76	6.908	1.1	0.3857	0.73	.691
-с15.1	0.12	224	95	73.1	0.44	2072 ± 12	2100 ± 13	1	2.637	0.69	0.13015	0.77	6.803	1	0.3791	0.69	.671
-с2_4.2	0.00	76	25	22.9	0.35	1934 ± 17	2105 ± 23	9	2.858	1	0.1305	1.3	6.3	1.7	0.3499	1	.606
-с2_3.2	0.00	81	39	25.4	0.50	2001 ± 17	2106 ± 24	5	2.748	1	0.1306	1.3	6.55	1.7	0.3639	1	.600
-с5.1	0.00	83	70	27.9	0.87	2121 ± 17	2106 ± 20	-1	2.566	0.93	0.1306	1.1	7.02	1.5	0.3897	0.93	.640
-с13.1	0.08	284	162	89.1	0.59	2005 ± 12	2107 ± 12	5	2.741	0.67	0.13065	0.68	6.572	0.95	0.3648	0.67	.704
-с14.1	0.04	201	60	67.1	0.31	2113 ± 13	2110 ± 14	0	2.578	0.74	0.1309	0.77	7.002	1.1	0.3879	0.74	.691
-с2.1	0.00	83	66	28.3	0.82	2150 ± 17	2111 ± 20	-2	2.527	0.95	0.1309	1.1	7.15	1.5	0.3958	0.95	.649
-с1.1	0.13	191	129	53.4	0.70	1809 ± 23	2133 ± 17	18	3.085	1.5	0.1326	0.96	5.93	1.8	0.324	1.5	.838
-с9.1	0.04	231	209	78.2	0.93	2140 ± 13	2139 ± 12	0	2.54	0.7	0.13306	0.71	7.223	1.0	0.3937	0.7	.703
-с3.1	0.00	44	21	14.7	0.48	2112 ± 21	2144 ± 27	2	2.58	1.2	0.1335	1.5	7.13	1.9	0.3876	1.2	.615
-с7.1	0.00	124	44	39.6	0.37	2037 ± 14	2148 ± 16	5	2.69	0.82	0.1337	0.94	6.855	1.3	0.3717	0.82	.658
-с12.1	0.44	115	134	27.6	1.20	1578 ± 12	2155 ± 27	36	3.602	0.88	0.1342	1.5	5.136	1.8	0.2774	0.88	.492
-с17.1RE	2.39	131	66	35.1	0.52	1705 ± 15	2155 ± 46	26	3.288	1	0.1342	2.7	5.61	2.8	0.3028	1	.360
-r10.1	1.90	477	11	140	0.02	1857 ± 11	2026 ± 28	9	2.984	0.69	0.1247	1.6	5.743	1.7	0.3338	0.69	.400
-r6.2	0.57	777	228	225	0.30	1862 ± 11	2043 ± 17	10	2.983	0.7	0.126	0.96	5.817	1.2	0.3348	0.7	.587
-r4.3	0.11	563	8	168	0.01	1923 ± 10	2045 ± 12	6	2.877	0.63	0.12617	0.67	6.045	0.91	0.3475	0.63	.685
-r2.2	0.05	500	322	155	0.66	1987 ± 11	2046.4 ± 9.2	3	2.77	0.63	0.12625	0.52	6.284	0.81	0.361	0.63	.768
-r5.2	0.05	619	3	197	0.005	2031 ± 11	2047.7 ± 8.9	1	2.699	0.6	0.12635	0.51	6.453	0.79	0.3704	0.6	.767
-r1.2	0.16	495	229	159	0.48	2045 ± 11	2077 ± 15	2	2.678	0.62	0.1285	0.84	6.612	1	0.3733	0.62	.591
-r11.1	0.09	570	10	184	0.02	2057 ± 11	2061 ± 11	0	2.66	0.64	0.12733	0.6	6.599	0.87	0.3759	0.64	.728
-r7.2	0.04	331	1	108	0.004	2070 ± 12	2048 ± 11	-1	2.641	0.66	0.12637	0.63	6.596	0.91	0.3786	0.66	.725
-r10.1RE	0.04	369	3	120	0.01	2071 ± 12	2059 ± 11	-1	2.639	0.66	0.12715	0.64	6.642	0.92	0.3789	0.66	.722
Образец 8051/225.8																	
-7.2	0.01	1819	305	593	0.17	2074 ± 10	2049.2 ± 5.5	-1	2.635	0.57	0.12645	0.31	6.616	0.65	0.3795	0.57	.877
-2.1	0.00	54	24	17.5	0.45	2056 ± 19	2052 ± 26	0	2.662	1.1	0.1267	1.5	6.56	1.8	0.3757	1.1	.597
-9.1	0.00	158	51	51.6	0.33	2082 ± 14	2054 ± 15	-1	2.623	0.79	0.1268	0.87	6.662	1.2	0.3812	0.79	.673
-9.2	0.01	2303	479	761	0.22	2097 ± 10	2059.7 ± 5.1	-2	2.601	0.56	0.12721	0.29	6.744	0.63	0.3845	0.56	.888
-3.1	0.02	410	81	133	0.20	2064 ± 11	2060.6 ± 9.8	0	2.65	0.63	0.12727	0.56	6.621	0.85	0.3773	0.63	.751
-4.1	-	1488	186	483	0.13	2068.2 ± 9.9	2065.9 ± 5.9	0	2.644	0.56	0.12765	0.33	6.658	0.65	0.3783	0.56	.859
-11.1	0.07	432	84	135	0.20	1998 ± 11	2069 ± 10	4	2.752	0.62	0.12791	0.57	6.408	0.85	0.3633	0.62	.735

Таблица 3. Окончание

Точка	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U, ppm	Th, ppm	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	Возраст, млн лет		D, %	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}}$	\pm %	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	\pm %	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	\pm %	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	\pm U	Err corr
						$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$										
-8.1	0.03	202	165	62.7	0.85	1990 ± 12	2071 ± 14	4	2.765	0.72	0.12801	0.77	6.383	1.1	0.3617	0.72	.680
-12.1	0.38	1216	251	361	0.21	1908.3 ± 9.6	2075.4 ± 8.5	9	2.9	0.58	0.12834	0.48	6.096	0.75	0.3445	0.58	.768
-1.1	0.21	347	112	109	0.33	2009 ± 11	2087 ± 13	4	2.734	0.65	0.12922	0.74	6.515	0.98	0.3656	0.65	.658
-5.1	0.00	129	77	42.1	0.62	2078 ± 14	2091 ± 16	1	2.628	0.81	0.1295	0.93	6.791	1.2	0.3805	0.81	.657
-10.1	0.09	480	188	156	0.41	2069 ± 13	2092 ± 12	1	2.642	0.74	0.12957	0.7	6.761	1	0.3785	0.74	.728
-7.1	0.04	157	87	51.5	0.57	2081 ± 29	2099 ± 15	1	2.625	1.6	0.1301	0.87	6.83	1.8	0.381	1.6	.880
-6.1RE	0.00	144	37	47.1	0.27	2081 ± 14	2125 ± 16	2	2.624	0.81	0.132	0.93	6.935	1.2	0.381	0.81	.658
-6.1	0.00	114	40	39.5	0.36	2175 ± 16	2166 ± 16	0	2.493	0.84	0.1352	0.93	7.477	1.3	0.4012	0.84	.671
Образец 062/325																	
13.2	1.62	8690	298	538	0.04	441.6 ± 3.3	629 ± 55	42	14.1	0.78	0.0607	2.6	0.594	2.7	0.0709	0.78	.290
3.2	0.39	5997	182	394	0.03	472.7 ± 3.1	791 ± 27	67	13.142	0.68	0.06551	1.3	0.6872	1.5	0.07608	0.68	.469
1.1	0.00	5530	98	376	0.02	491.1 ± 3.3	896 ± 26	83	12.633	0.71	0.06892	1.3	0.752	1.5	0.07916	0.71	.486
6.1	0.09	4884	364	371	0.08	545.3 ± 4	1175 ± 17	115	11.327	0.76	0.07911	0.87	0.963	1.2	0.08828	0.76	.657
15.1	0.73	5215	1409	439	0.28	597.7 ± 5.3	1278 ± 44	114	10.289	0.92	0.0834	2.3	1.117	2.4	0.09715	0.92	.377
2.1	1.53	3802	112	396	0.03	725.6 ± 8.3	1532 ± 47	111	8.39	1.2	0.0952	2.5	1.564	2.8	0.1191	1.2	.437
9.2	1.91	4988	176	585	0.04	809.6 ± 6.2	1594 ± 25	97	7.462	0.82	0.0983	1.4	1.815	1.6	0.1338	0.82	.515
8.2	—	3445	85	426	0.03	866.7 ± 5.5	1649 ± 11	90	6.949	0.67	0.10136	0.58	2.011	0.88	0.1439	0.67	.760
10.1	0.01	2873	28	612	0.01	1428.1 ± 8.4	1946.2 ± 8.1	36	4.032	0.66	0.11933	0.45	4.08	0.8	0.248	0.66	.823
5.1	0.00	537	146	118	0.28	1463.7 ± 9.6	1955 ± 15	34	3.923	0.73	0.1199	0.85	4.214	1.1	0.2549	0.73	.652
11.1	—	3778	11	862	0.00	1518.6 ± 8.9	1987 ± 7.5	31	3.765	0.66	0.12209	0.42	4.472	0.78	0.2656	0.66	.842
5.2	0.00	559	66	134	0.12	1583 ± 10	2010 ± 14	27	3.592	0.73	0.12368	0.79	4.747	1.1	0.2784	0.73	.679
8.1	0.27	439	74	112	0.17	1667 ± 11	2012 ± 18	21	3.386	0.77	0.1238	1	5.04	1.3	0.2952	0.77	.593
9.1	0.22	941	54	292	0.06	1986 ± 12	2045 ± 14	3	2.771	0.69	0.12613	0.77	6.273	1	0.3607	0.69	.671
12.1	0.05	549	8	172	0.01	2000 ± 13	2050 ± 13	3	2.749	0.73	0.12653	0.76	6.345	1.1	0.3637	0.73	.693
3.1	0.28	442	255	142	0.60	2046 ± 13	2059 ± 16	1	2.675	0.74	0.1272	0.89	6.551	1.2	0.3736	0.74	.639

Примечание. Ошибки возраста для доверительного интервала 1σ; Pb_c и Pb* — нерадиоγενный и радиогенный свинец соответственно.

Ошибка калибровки стандарта (1σ) — 0.26% (для обр. 8696/335 и 8051/225.8), 0.34% (для обр. 062/325).

Коррекция на Pb_c по измеренному ^{204}Pb . D, % — дискордантность.

При обозначении точек анализа цирконов в обр. 8696/335: "с" — перед номером — ядро, "г" — край.

Таблица 4. Sm-Nd изотопные данные для гранитоидов востока ВКМ

Номер образца	Порода	Массив	Sm, мкг/г	Nd, мкг/г	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}^*$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	T^{**} , млн лет	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})^{***}$
8696/335	Биотит-мусковитовый гранит	Ворошиловский	6.23	32.7	0.1151	0.511637	2060	2.1	2332
8410/293	Кварцевый монцонит	Романовский	11.3	57.2	0.11971	0.511727	2060	2.6	2301
8051/225	Биотитовый гранит	Таловский	7.62	44.0	0.1047	0.511511	2060	2.4	2284

* Погрешность $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ принята не более 0.2%.

** Возраст по данным U-Pb датирования (см. текст).

*** Модельный возраст по (Goldstein, Jacobsen, 1988).

вок на стадиях распада коллизионных орогенов (Eby, 1990, 1992; Vogaerts et al., 2003). На дискриминантных диаграммах (рис. 12, 13) их составы попадают в поля постколлизионных и анорогеновых гранитов. Тем не менее невысокие содержания Ga и Nb не позволяют отнести их к гранитам А-типа с щелочными амфиболами и пироксенами. Высокие отношения Rb/Nb и Y/Nb предполагают, что кварцевые монцониты относятся к группе А2 постколлизионных гранитов (Eby, 1992). На дискриминантных диаграммах для гранитов А-типа (Eby, 1992) они действительно попадают в поля А2 гранитов (рис. 14).

Основанный на петрогеохимических данных вывод о постколлизионной позиции А-гранитов Воронцовского террейна согласуется с их временной позицией в общей геологической истории формирования восточной части ВКМ в среднем палеопротерозое. Согласно опубликованным данным, внедрению этих гранитов предшествовали масштабные субдукционные процессы в интервале времени 2.18–2.10 млрд лет назад, которые привели к формированию комплексов активной континентальной окраины Донского террейна (Щипанский и др., 2007) и островодужных комплексов Лосевского террейна (Терентьев и др., 2013), представленных на краю архейского ядра ВКМ вдоль западной периферии Воронцовского террейна. Фиксируемый таким образом временной интервал между завершением субдукционных процессов и внедрением А-гранитов составляет около 50 млн лет, и, возможно, отражает время распада коллизионного орогена.

Таким образом, в Воронцовском террейне имеют место быть гранитные плутоны S- и А2-типов приблизительно одного возраста (возможно, интрузии S-типа немного моложе), имеющие очень короткую коровую предысторию источника их материнских расплавов $T_{\text{Nd}}(\text{DM}) = 2300$ млн лет). Именно это обстоятельство должно стать отправной точкой для моделирования геодинамических обстановок в палеопротерозое востока ВКМ. Полученные данные в сочетании с результатами предшествующих исследований дают нам возможность обсудить вопросы происхождения гра-

нитоидов Воронцовского террейна и их тектонической принадлежности.

Генезис гранитоидов востока ВКМ

Гранитоиды двух геохимических типов имеют близкие изотопно-геохимические особенности и характеризуются положительными величинами $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$, несколько более низкими для гранитов S-типа Коршевского и Ворошиловского массивов ($\epsilon_{\text{Nd}}(2060)$ от +2.0 до +2.1) по сравнению с гранитами А-типа Романовского и Таловского массивов ($\epsilon_{\text{Nd}}(2060)$ от +2.4 до +2.6). Такие характеристики предполагают короткую коровую предысторию изученных гранитоидов и фиксируют их формиро-

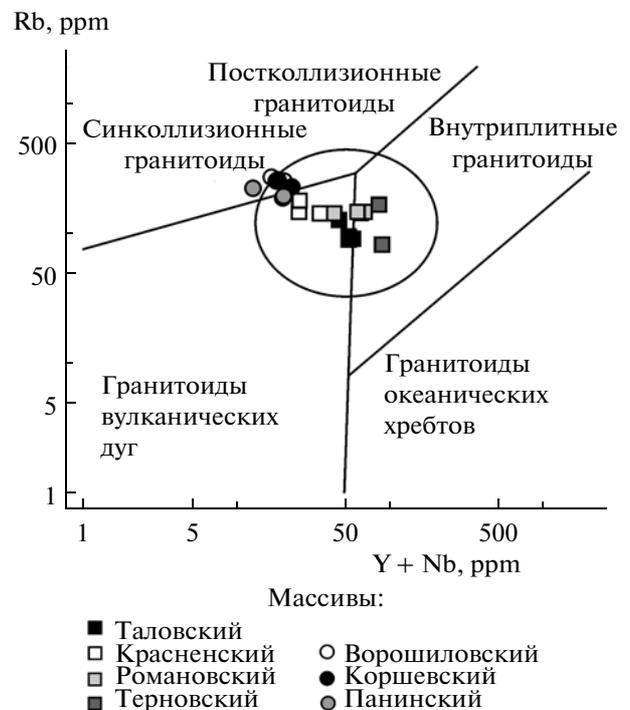


Рис. 12. Составы гранитоидов востока ВКМ на дискриминантной диаграмме по (Pearce et al., 1984).

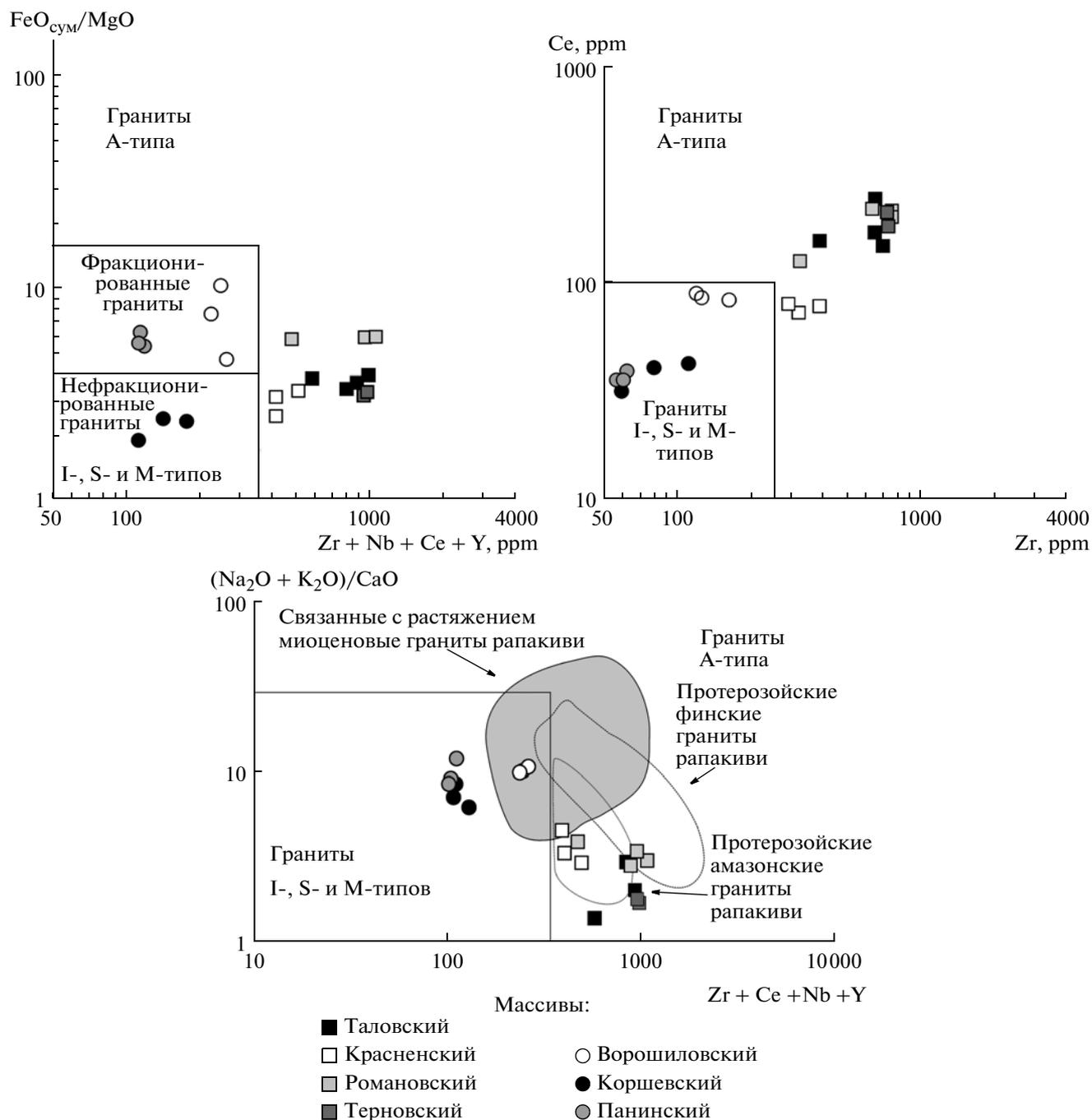


Рис. 13. Составы гранитоидов востока ВКМ на дискриминантных диаграммах по (Whalen et al., 1987).

вание за счет ювенильных палеопротерозойских источников. Это исключает сколь-либо существенный вклад в область зарождения гранитоидных магм как архейских гранитогнейсовых комплексов континентальной коры (Россошанский блок), так и палеопротерозойских гранитогнейсовых комплексов Донского террейна, которые были сформированы в обстановке палеопротерозойской активной окраины на краю архейского континентального блока (Щипанский и др., 2007). Более вероятным

по изотопно-геохимическим данным источником гранитоидных магм являются метаосадки воронцовской серии, которые по изотопному составу неодима полностью перекрываются с гранитоидами на момент их зарождения (рис. 15).

Вопросы происхождения гранитов S-типа

По имеющимся данным, предположение о метаосадках воронцовской серии как главном ис-

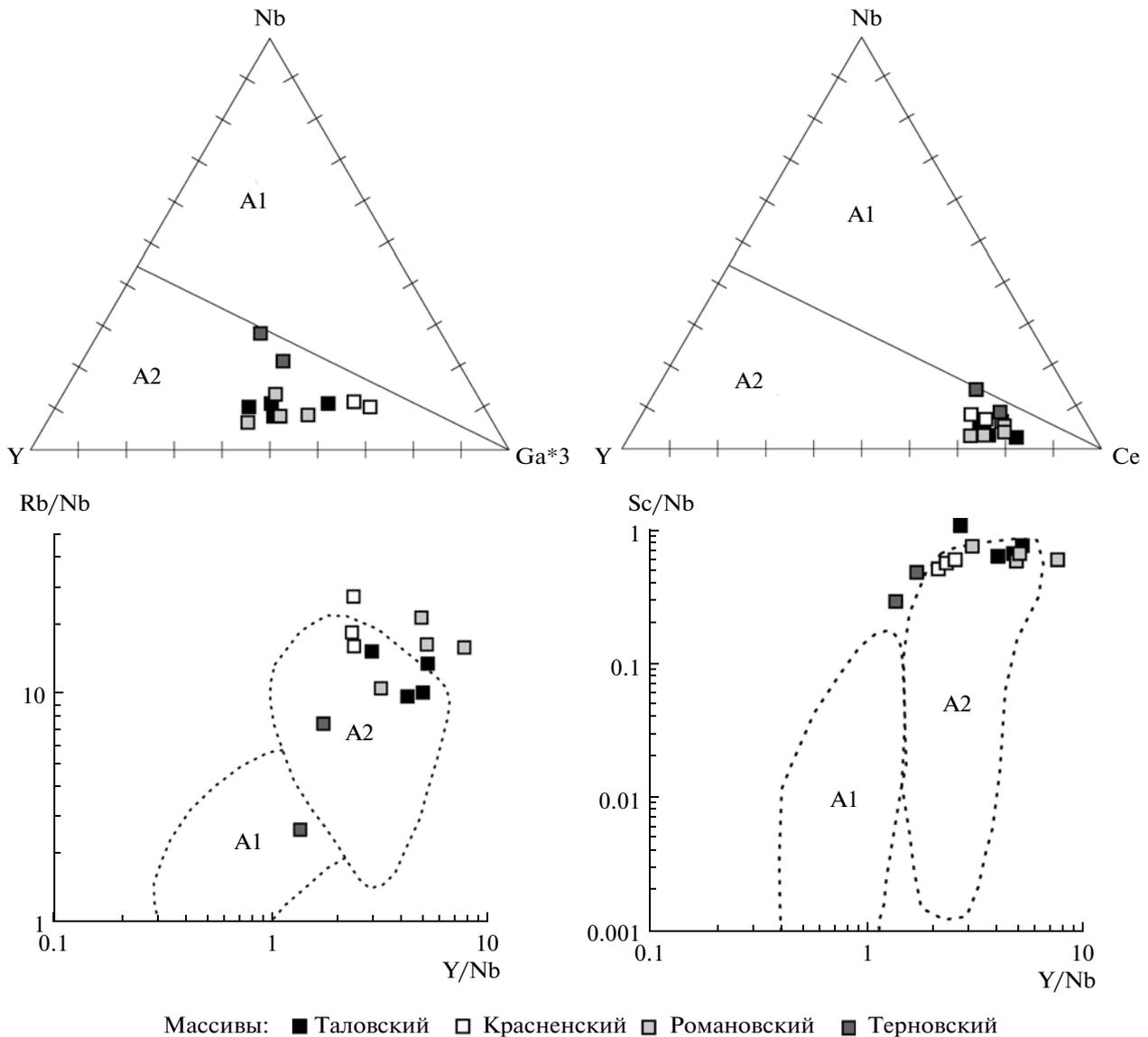


Рис. 14. Составы гранитоидов востока ВКМ на дискриминантной диаграмме по (Eby, 1992).

точнике расплавов представляется хорошо обоснованным для гранитов S-типа. Во-первых, на это указывают результаты изучения магматических цирконов из этих гранитов, которые содержат значительное (до 20 об. %) количество захваченных ядер (рис. 9), U-Pb изотопные возрасты которых полностью совпадают с таковыми кластогенных цирконов, выделенных из воронцовских терригенных осадков (неопубликованные данные А.В. Самсонова и В.Ю. Скрябина). Значительный объем ксеногенного циркона в гранитных магмах предполагает высокую степень плавления материнского источника. В пользу образования гранитов S-типа Коршевского и Ворошиловского массивов за счет осадков воронцовской серии свидетельствуют также и Sm-Nd изотопно-геохимические данные. В координатах

$\epsilon_{Nd}(2.06)$ -Nd (рис. 16) граниты этих массивов располагаются в поле метаосадков воронцовской серии, что, как и данные по цирконам, может быть объяснено генерацией расплавов за счет их переплавления. Оценить условия зарождения S-гранитных магм затруднительно, поскольку при высоких степенях плавления петрогеохимические особенности расплава отражают главным образом характеристики источника. Однако наблюдаемые в гранитах устойчивые низкие концентрации Ca, Sr и глубокие отрицательные Eu-аномалии в сочетании с низкими концентрациями Y и тяжелых REE и высокими концентрациями Al_2O_3 позволяют предполагать, что образование рассматриваемых гранитов происходило в равновесии с реститом, содержащим и плагиоклаз, и гранат. Это предполагает давления на

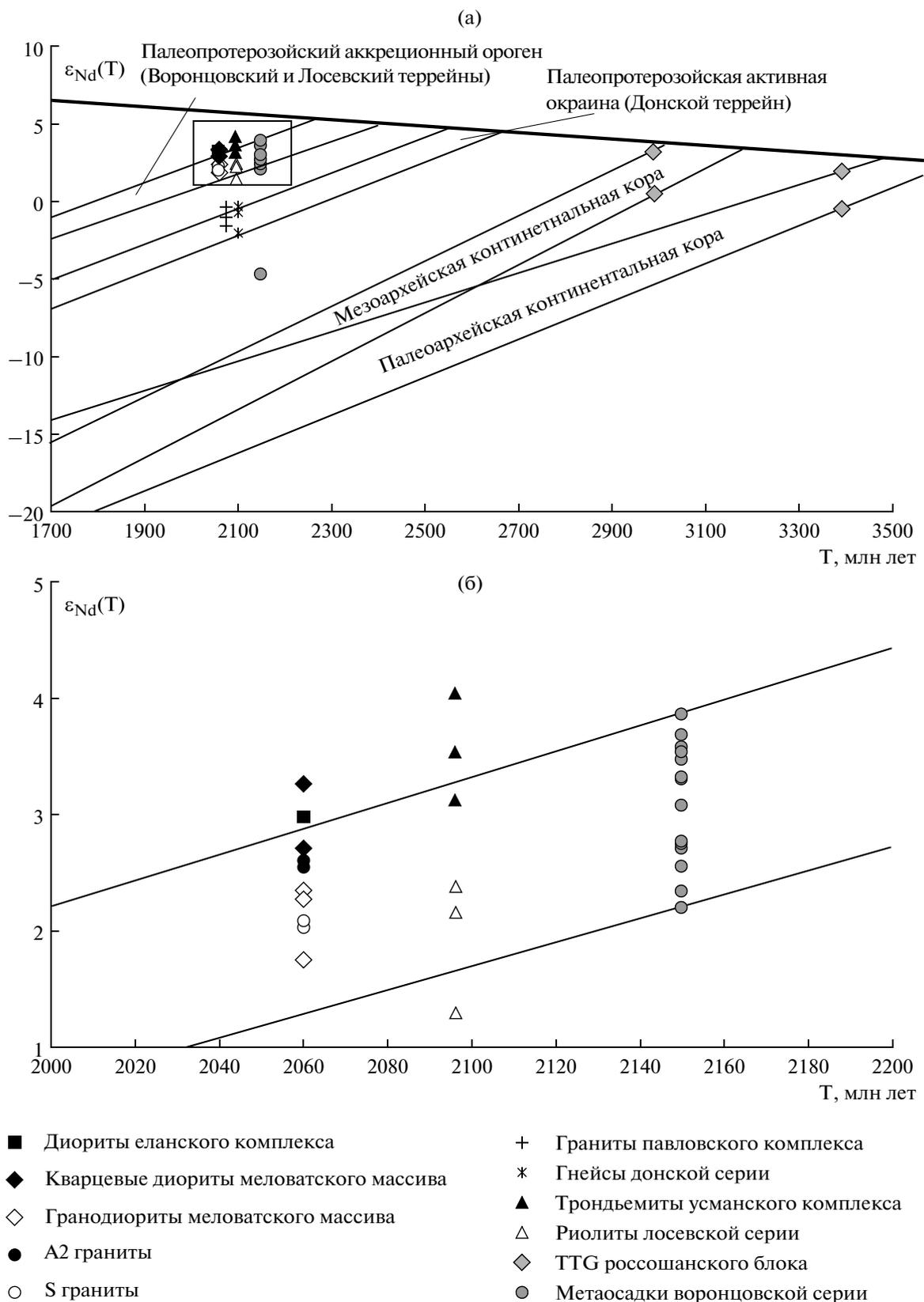


Рис. 15. Диаграмма в координатах возраст— $\epsilon_{Nd}(T)$ для пород востока ВКМ.

уровне магмогенерации в интервале 8–10 кбар, что отвечает глубине около 30 км. Геохимические различия образцов S-гранитов, отобранных из разных массивов гранитоидов этого типа, могут отражать как гетерогенность состава источников их расплавов, так и фиксировать процессы фракционной кристаллизации. Вклад гетерогенности источника расплавов маловероятен, поскольку осадки воронцовской серии довольно однородны по геохимическим характеристикам. Наиболее контрастные геохимические различия гранитов Коршевского, Ворошиловского и Панинского массивов, проявленные в уровнях концентраций легких лантаноидов и в степени фракционирования тяжелых REE, возможно, были обусловлены фракционированием фазы, резко обогащенной легкими и средними лантаноидами, например монацита. На участие последнего в процессе фракционной кристаллизации могут указывать устойчивые различия по содержанию P_2O_5 , устанавливаемые для этих трех массивов.

В 80-е годы прошлого века граниты S-типа связывали с коллизионными обстановками (Pearce et al., 1984; Harris et al., 1986). Позже появилось большое количество работ, аргументировавших образование гранитов S-типа в обстановках растяжения, связанных с распадом коллизионного орогена вследствие изостаии (Searle et al., 1997; Sylvester, 1998; Healy et al., 2004) или с мантийным апвеллингом и андерплейтингом (Barbarin, 1996, 1999).

В рамках геодинамических моделей эволюции коры востока ВКМ граниты бобровского комплекса считались коллизионными гранитами S-типа без каких-либо серьезных оснований (Чернышов и др., 1997; Щипанский и др., 2007). Однако их субсинхронное образование с постколлизионными гранитами в одной структуре, формировавшимися в обстановке растяжения, исключает коллизию в этот временной период. Это предполагает, что граниты S-типа выплавились из метаосадков воронцовской серии в условиях резкого увеличения теплопотока при сокращении мощности коры в обстановках растяжения. Важным аргументом в этом случае становится НТ-ЛР (высокие температуры – низкие давления) характер метаморфизма вмещающих пород воронцовской серии.

НТ-ЛР метаморфизм характерен для различных геологических обстановок. В молодых метаморфических областях он ассоциирует с коровым анатексисом (гранитами S-типа) в коллизионных орогенах (Hodges, 2000). Высокотемпературные условия достигаются при увеличении мощности коры или при посторогенном коллапсе коллизионного орогена (Gardien et al., 1997). Однако существует большое количество примеров НТ-ЛР метаморфизма при возникновении термальной аномалии в результате сокращения мощности коры в обстановках растяжения и внедрения значительных объемов базитовых и гранитных магм.

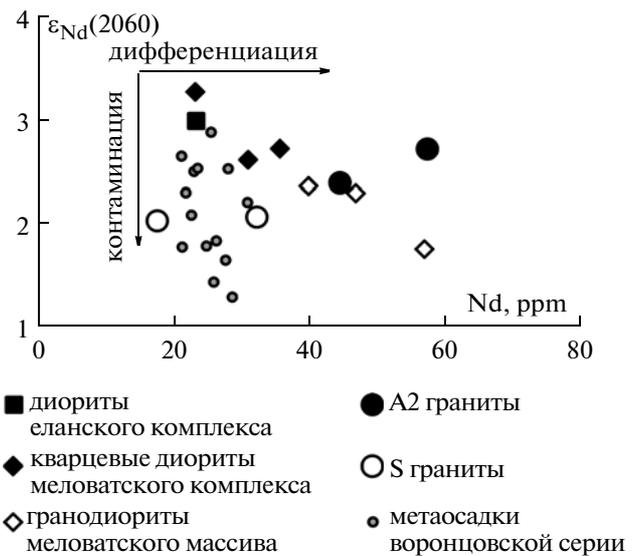


Рис. 16. Диаграмма в координатах Nd– $\epsilon_{Nd}(2060)$ для гранитоидов востока ВКМ.

Для их образования необходим мощный тепловой источник на нижних уровнях коры. Наиболее вероятным источником для мощной термальной аномалии является подъем астеносферной мантии при сокращении мощности коры (Bird, 1979; Waters, 1990; Sandiford, Powell, 1991; Robb et al., 1999 и др.). Базальтовый андерплейтинг может стать причиной внедрения больших объемов мафитовой магмы в кору вместе с одновременным высокотемпературным метаморфизмом и плавлением коры (например, Giustina et al., 2011).

После пика метаморфизма в результате деградации теплового источника происходит охлаждение пород по геотерме без значительной изотермальной декомпрессии (эксгумации) (Diener et al., 2013). Именно такой характер метаморфизма (750°C и 4 кбар) и охлаждения характерен для метаморфических пород воронцовской серии: на ретроградной стадии, начиная с температур 670°C , метаморфический комплекс охлаждался со скоростью $3^{\circ}\text{C}/\text{млн лет}$ при давлениях не более 4 кбар, скорость подъема составляла $0.03 \text{ км}/\text{млн лет}$ (Герасимов, Савко, 1995).

Вопросы происхождения постколлизионных гранитоидов А-типа

В отличие от гранитов S-типа, для гранитов А-типа следует предполагать значительно меньшую роль метаосадков воронцовской серии в источнике зарождения магм. Это фиксируется по более редкой встречаемости в цирконах этих гранитов захваченных цирконовых ядер, по более радиогенному изотопному составу неодима и по геохимической специфике гранитов А-типа, которую невозможно почитать за счет переплавления терригенных осадков

воронцовской серии. Возможной альтернативной моделью образования гранитов А-типа является глубокая дифференциация мантийных базитовых магм, массивы которых тесно пространственно сопряжены с массивами гранитов А-типа. Для полноценного обоснования этой модели мы, к сожалению, не располагаем достаточным количеством информации по базитовым комплексам изученных комбинированных интрузий. Однако имеющиеся немногочисленные данные дают несколько аргументов в поддержку этой модели. Во-первых, на это указывает тесная пространственная сопряженность массивов гранитов А-типа с интрузиями основного и среднего состава. Во-вторых, в пользу модели кристаллизационной дифференциации свидетельствует единство трендов изменения составов основных, средних и кислых массивов по содержаниям многих петрогенных и редких элементов. Предполагаемый механизм глубокой дифференциации способен объяснить заметное обогащение крайних производных, кислых магм такими редкими элементами, как Zr, Hf, Nb, Y и REE, которые являются несовместимыми в кислых расплавах повышенной щелочности. Следует отметить, однако, что существует разрыв в составах между плутоническими породами основного-среднего и кислого состава. Отчасти этот разрыв может отражать недостаточную представительность опробования каждого из массивов. Однако явное разрежение составов для всей совокупности данных в интервале содержаний SiO_2 60–63 мас. % ограничивает применимость простой модели образования гранитных массивов А-типа при кристаллизационной дифференциации основных магм мамонского и еланского комплексов. Более вероятно, что образование гранитов обеспечивалось при сочетании процессов контаминации базитовых магм коровым материалом и кристаллизационной дифференциации образующихся гибридных магм. В пользу такой комбинированной модели свидетельствуют Sm-Nd изотопно-геохимические данные, фиксирующие комбинированный ассимиляционно-фракционный кристаллизационный (AFC) тренд фигуративных точек диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и гранитов Еланского, Таловского, Романовского и Меловатского массивов в координатах $\epsilon_{\text{Nd}}(2.06)$ –Nd (рис. 16) и унаследованные ядра в цирконах из гранитов А-типа, имеющие одинаковые возрасты с детритовыми цирконами из пород воронцовской серии. Предлагаемая в качестве рабочей гипотезы модель образования гранитов А-типа по механизму AFC требует дополнительного тестирования на конкретных комбинированных массивах, включающих основные и кислые породы.

Тектоническая обстановка гранитообразования

Изотопно-геохимические характеристики и близкие возрасты S- и А-геохимических типов гранитов, выявленных в восточной части ВКМ,

дают новую информацию для обсуждения вопросов тектонической природы Воронцовского террейна.

Сближенное по времени внедрение гранитов S- и А-типов отмечалось в разных тектонических обстановках. Близкое во времени (1.85–1.89 млрд лет) формирование таких гранитов, установленное в Юго-Западном Китае, связывается с континентальным рифтогенезом, в ходе которого поднимающиеся астеносферные магмы взаимодействовали с коровым материалом, давая начало как существенно коровым S-гранитам, так и А-гранитам – продуктам смешения и дифференциации мантийных и коровых магм. Привлечение модели континентального рифтогенеза обосновывается длительной коровой предысторией источника этих палеопротерозойских гранитов ($\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ от –10 до –5), что является свидетельством их внутриконтинентальной природы (Xia et al., 2012).

Сближенные во времени коллизионные граниты S-типа (1.91 млрд лет) и постколлизионные граниты А-типа (1.85 млрд лет) установлены в юго-западной части Сибирской платформы при изучении палеопротерозойского аккреционного орогена. Образование этих гранитоидных ассоциаций определяется двумя взаимосвязанными тектоническими процессами: коллизией, приведшей к резкому утолщению коры и плавлению ее нижних частей (граниты S-типа), и последующему распаду коллизионного орогена, чем обусловлено утонение литосферы, подъем астеносферного материала и формирование гранитов А-типа через 30–50 млн лет после коллизионного события (Ларин и др., 2006).

Близкая тектоническая обстановка, однако, отличающаяся отсутствием коллизионных гранитов, по-видимому, имела место в Воронцовском террейне на границе Сарматии и Волгоуралии. Здесь граниты S- и А-типов занимают пост-тектоническую позицию. Их внедрением 2.05–2.07 млрд лет назад завершились субдукционные и коллизионные процессы в интервале 2.20–2.10 млрд лет, когда, вероятно, образовался огромный объем ювенильных палеопротерозойских магматических пород, послуживших источником терригенного материала для накопления осадочной толщи воронцовской серии, слагающей восток ВКМ (Савко и др., 2011a). Важно добавить, что изотопно-геохимические характеристики гранитов Воронцовского террейна исключают присутствие в их источнике архейских пород. Это подчеркивает ювенильный характер всего разреза коры востока ВКМ, состоящей, по-видимому, из комплексов островодужного типа. Отличительными особенностями Воронцовского террейна являются тесная возрастная сопряженность изученных гранитов S- и А-типов и их латеральная обособленность. Для объяснения этих особенностей можно предположить, что граниты S-типа были сформированы при плавлении утолщенной палеопротерозойской коры преимущественно на фланге коллизионного орогена (запад Воронцов-

ского террейна), в то время как граниты А-типа и сопряженные с ними базиты формировались в обстановке наибольшего утонения литосферы в осевой части орогена (восточная часть Воронцовского террейна). Это дает основание рассматривать Воронцовский террейн как часть тектонической структуры, которая вместе с южно-волжским, рахмановским и терсинским комплексами Волгоуралии (Бибикова и др., 2009) представляет крупный коллизионный ороген между блоками архейской литосферы Сарматии и Волгоуралии, завершивший свое формирование около 2.05 млрд лет назад.

ВЫВОДЫ

1. В пределах Воронцовского террейна установлено присутствие контрастных по геохимии гранитов S- и А-типов, которые формировались в узком временном интервале (2.05–2.07 млрд лет) и имеют близкие изотопно-геохимические характеристики ($\epsilon_{Nd}(T)$ от +2.0 до +2.6), предполагающие очень короткую коровую предысторию их источников.

2. Граниты S-типа образуют самостоятельные массивы преимущественно на западном фланге Воронцовского террейна. Они являются перглиноземистыми, обеднены Ca, Mg, Ti, Sr, Ba, Nb, Zr, Y и REE с резким истощением тяжелыми лантаноидами и рассматриваются как продукты плавления метасадков воронцовской серии в краевой части террейна.

3. Граниты А-типа установлены только в восточной части Воронцовского террейна и обычно ассоциируют с базитами. Они обогащены Fe, Ti, P, Zr, Hf, Y, REE с сильным фракционированием лантаноидов и резкими отрицательными аномалиями Eu. По содержаниям Ga и Nb и отношениям Rb/Nb и Y/Nb они относятся к постколлизионным гранитам А2-типа, образование которых происходило в осевой части Воронцовского террейна в условиях сокращения мощности коры. А2-граниты являются продуктами дифференциации внедрившихся в нижнюю кору базитовых магм, испытавших интенсивную контаминацию коровым материалом.

4. Геохимические и изотопные характеристики изученных гранитов S- и А-типов, их тесная возрастная сопряженность и латеральная обособленность в Воронцовском террейне предполагают их связь с постколлизионной тектоникой при распаде коллизионного орогена. Это позволяет нам рассматривать Воронцовский террейн как крупный коллизионный ороген между коровыми сегментами архейской литосферы Восточно-Европейской платформы Сарматией и Волгоуралией, сформировавшийся около 2.05 млрд лет назад.

Благодарности. Авторы выражают глубокую признательность В.Ю. Скрябину (Воронежский госуниверситет) за предоставление образцов по гранитам Панинского массива для изотопно-геохимических исследований, а также полезное об-

суждение проблем геологии ВКМ. Авторы благодарны А.М. Ларину (ИГГД РАН) за обстоятельную рецензию и конструктивные замечания, которые существенно улучшили настоящую статью.

Исследования поддержаны программой стратегического развития Воронежского госуниверситета и программой базовых исследований ИГЕМ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В. и др. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 3–6.
- Воронова Т.А., Глазнев В.Н. Трехмерная плотностная модель Коршевского гранитного массива в связи с его металлогенической специализацией // Вестник ВГУ. Серия Геология. 2012. № 2. С. 164–168.
- Герасимов В.Ю., Савко К.А. Геоспидометрия и температурная эволюция гранат-кордиеритовых метapelитов Воронежского кристаллического массива // Петрология. 1995. Т. 3. № 6. С. 563–577.
- Египко О.И. Некоторые минералогические и петрографические и геохимические особенности докембрийских гранитоидов юго-восточной части Воронежского кристаллического массива: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. Воронеж: ВГУ, 1971. 28 с.
- Египко О.И., Афанасьев Н.С., Дмитриевский В.С., Лебедев И.П. Основные особенности петрохимии гранитоидов и суперкрустальных пород докембрия юго-восточной части Воронежского кристаллического массива // Тр. ВГУ, Воронеж, 1968. Т. 66. С. 141–150.
- Кременецкий А.А., Скрябин В.Ю., Терентьев Р.А. и др. Воронежская параметрическая скважина — новый этап познания глубинного строения ВКМ // Разведка и охрана недр. 2006. № 9–10. С. 109–117.
- Крестин Е.М. Коматииты позднеархейских зеленокаменных поясов Воронежского кристаллического массива // Советская геология. 1980. № 3. С. 3–18.
- Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 3–15.
- Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Шатагин К.Н. Источники архейских санукитоидов (высоко-Mg субщелочных гранитоидов) Карельского кратона: Sm-Nd и Rb-Sr изотопно-геохимические данные // Петрология. 2007. Т. 15. № 6. С. 590–612.
- Рундквист Д.В., Миц М.В., Ларин А.М. и др. Металлогения рядов геодинамических обстановок раннего докембрия. М.: МПР РФ, 1999. 399 с.
- Минерагенические исследования территорий с двухрусным строением (на примере Воронежского кристаллического массива). М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС, 2007. 284 с.
- Савко К.А., Герасимов В.Ю. Петрология и геоспидометрия метаморфических пород востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж: ВГУ, 2002. 131 с.
- Савко К.А., Скрябин В.Ю. Геохронология и вещественный состав габбродиорит-тоналитовых и гранодиорит-гранитных пород Таловской интрузии (Воронежский кристаллический массив) // Вестник ВГУ. Серия Геология. 2012. № 2. С. 95–104.

- Савко К.А., Самсонов А.В., Базиков Н.С.* Метатерригенные породы воронцовской серии Воронежского кристаллического массива: геохимия, особенности формирования и источники сноса // Вестник ВГУ. Серия Геология. 2011а. № 1. С. 70–94.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Базиков Н.С. и др.* Гранитоиды востока Воронежского кристаллического массива: геохимия, Th-U-Pb возраст и петрогенезис // Вестник ВГУ. Серия Геология. 2011б. № 2. С. 98–115.
- Терентьев Р.А., Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н.* Геохронология и геохимия кислых метавулканитов лосевской серии Воронежского кристаллического массива // Докл. АН. 2014. Т. 454. № 5. С. 575–578.
- Чернышов Н.М., Пономаренко А.Н., Бартницкий Е.Н.* Новые данные о возрасте никеленосных дифференцированных плутонов Воронежского кристаллического массива // Докл. АН УССР. 1990. Сер. Б. № 6. С. 11–19.
- Чернышов Н.М., Ненахов В.М., Лебедев И.П., Стрик Ю.Н.* Геодинамическая модель формирования ВКМ // Геотектоника. 1997. № 3. С. 21–31.
- Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О.* Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. № 1. С. 43–70.
- Barbarin B.* Genesis of the two main types of peraluminous granitoids // *Geology*. 1996. V. 24. P. 295–298.
- Barbarin B.* A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments // *Lithos*. 1999. V. 46. P. 605–626.
- Bird P.* Continental delamination and the Colorado Plateau // *J. Geoph. Res.* 1979. V. 84 P. 7561–7571.
- Bogaerts M., Scaillet B., Liégeois J.-P. et al.* Petrology and geochemistry of the Lyngdal granodiorite (Southern Norway) and the role of fractional crystallization in the genesis of Proterozoic ferro-potassic A-type granites // *Precambrian Res.* 2003. V. 124. P. 149–184.
- Eby G.N.* The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // *Lithos*. 1990. V. 26. P. 115–134.
- Eby G.N.* Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications // *Geology*. 1992. V. 20. P. 641–644.
- Diener F.A., White R.W., Link K., Dreyer T.S., Moodley A.* Clockwise, low-P metamorphism of the Aus granulite terrain, southern Namibia, during the Mesoproterozoic Namaqua Orogeny // *Precambrian Res.* 2013. V. 224. P. 629–652.
- Gardien V., Lardeaux J.M., Ledru P. et al.* Metamorphism during late orogenic extension: insights from the French Variscan belt // *Bull. de la Société Géologique de France*. 1997. V. 168. № 3. P. 271–286.
- Giustina M.E.S.D., Pimentel M.M., Filho C.F.F., de Hollanda M.H.B.M.* Dating coeval mafic magmatism and ultrahigh temperature metamorphism in the Anápolis-Itaucu Complex, Central Brazil // *Lithos*. 2011. V. 124. P. 82–102.
- 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.
- Harris N.B.W., Pearce J.A., Tindle A.G.* Geochemical characteristics of collision zone magmatism // Coward M.P., Reis A.C. (Eds.), *Collision Tectonics*. 1986. V. 19. Spec. Public. Geol. Soc. London. P. 67–81.
- Healy B., Collins W.J., Richards S.W.* A hybrid origin for Lachlan S-type granites: the Murrumbidgee batholith example // *Lithos*. 2004. V. 78. P. 197–216.
- Hodges K.V.* Tectonics of the Himalaya and southern Tibet from two perspectives // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 2000. V. 112. P. 324–350.
- 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 // Gee D.G., Pease V.L. (Eds.), *The Neoproterozoic Timanide Orogen of Eastern Baltica*. Geological Society London Memoirs. 2004. V. 30. P. 69–74.
- Ludwig K.R.* On the treatment of concordant uranium-lead ages // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1998. V. 62. P. 665–676.
- Ludwig K.R.* SQUID 1.12 A User's Manual. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2005a. 22 p. <http://www.bgc.org/klprogrammenu.html>
- Ludwig K.R.* User's Manual for ISOPLOT/Ex 3.22. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication, 2005b. 71 p. <http://www.bgc.org/klprogrammenu.html>
- Maniar P.D., Piccoli P.M.* Tectonic discrimination of granitoids // *Geol. Soc. Amer. Bull.* 1989. V. 101. P. 635–643.
- O'Connor J.T.* A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios // Reston, Virginia, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1965. V. 525-B. P. B79–B84.
- Pearce J.A., Harris N.W., Tindle A.G.* Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *J. Petrol.* 1984. V. 25. P. 956–983.
- Robb L.J., Armstrong R.A., Waters D.J.* Nature and duration of mid-crustal granulite facies metamorphism and crustal growth: evidence from single zircon U-Pb geochronology in Namaqualand, South Africa // *J. Petrol.* 1999. V. 40. P. 1747–1770.
- Sandiford M., Powell R.* Some remarks on high-temperature-low-pressure metamorphism in convergent orogens // *J. Metam. Geol.* 1991. V. 9. P. 333–340.
- Searle M.P., Parrish R.R., Hodges K.V. et al.* Shisha Pangma leucogranite South Tibetan Himalaya: field relations, geochemistry, age, origin, and emplacement // *J. Geol.* 1997. V. 105. P. 295–317.
- Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. P. 207–221.
- Steiger R.H., Jäger E.* Subcommittee on geochronology: convention of the use of decay constants in geo- and cosmochronology // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1977. V. 36. P. 359–362.
- Sylvester P.J.* Post-collisional strongly peraluminous granites // *Lithos*. 1998. V. 45. P. 29–44.
- Waters D.J.* Thermal history and tectonic setting of the Namaqualand granulites, southern Africa: clues to Proterozoic crustal development // Vielzeuf D., Vidal P. (Eds.), *Granulites and Crustal Evolution*. Kluwer, Dordrecht, 1990. P. 243–256.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W.* A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1987. V. 95. P. 407–419.
- Williams I.S.* U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe // Applications in micro analytical techniques to understanding mineralizing processes. *Rev. Econ. Geol.* 1998. V. 7. P. 1–35.
- Xia Y., Xu X.-S., Zhu K.-Y.* Paleoproterozoic S- and A-type granites in southwestern Zhejiang: magmatism, metamorphism and implications for the crustal evolution of the Cathaysia basement // *Precambrian Res.* 2012. V. 216–219. P. 177–207.