

**МЕТАТЕРРИГЕННЫЕ ПОРОДЫ ВОРОНЦОВСКОЙ СЕРИИ
ВОРОНЕЖСКОГО КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО МАССИВА: ГЕОХИМИЯ,
ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ИСТОЧНИКИ СНОСА****К. А. Савко, А. В. Самсонов*, Н. С. Базиков***Воронежский государственный университет***Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии ИГЕМ РАН,
г. Москва**Поступила в редакцию 28 февраля 2011 г.*

Аннотация. Анализ распределения петрогенных, редких и редкоземельных элементов в палеопротерозойских метатерригенных породах воронцовской серии, занимающих огромную площадь между двумя докембрийскими коровыми сегментами Восточно-Европейской платформы – Сарматией и Волго-Уралией, – позволяет сделать ряд заключений о генезисе флишиоидной толщи воронцовской серии. Граувакково-глинистые отложения воронцовской серии формировались в тектонически активных обстановках со слабо проявленным химическим выветриванием пород разнообразного состава: от кислых до основных. В качестве источников сноса предполагаются породные комплексы на восточной границе распространения метаосадков воронцовской серии: высокоглиноземистые гранулиты Южноволжского комплекса с продуктами анатектического плавления – гранитами Рахмановского комплекса и основными метавулканитами и гранитами Терсинского мегакомплекса.

Ключевые слова: геохимия, петрогенные элементы, редкие и рассеянные элементы, редкоземельные элементы, источники сноса.

Abstract. Metaterrigenous rocks of Vorontsovskaya series occupy a huge territory between two Precambrian crustal segments of East-European platform – Sarmatia and Volgouralia. The major, trace and rare earth elements distribution analysis of these rocks allows to make conclusions about genesis of turbidite sediments of Vorontsovskaya series. Graywacke-pelitic deposits of Vorontsovskaya series were formed in active tectonic settings with low chemical weathering of different composition rocks – from felsic to mafic ones. High aluminous granulites of Southern Volga complex with products of anatexic melting (granites of Rahmanovsky complex and basic metavolcanites and granites of Tersinsky complex) are located on the western edge of Vorontsovsky metasedimentary basin and are proposed to be the provenance of Vorontsovskaya series rocks.

Key words: geochemistry, major elements, trace elements, rare earth elements, provenance

Введение

Для определения источников сноса, палеогеографических и тектонических условий осадконакопления, степени химического выветривания, процессов сортировки и транспортировки терригенных пород в последние годы широко используются петро- и геохимические методы. Это обусловлено тем, что терригенные алюмосиликокластические осадочно-метаморфические породы могут наследовать распределение ряда элементов (REE, Y, Sc, Th, Zr, Hf, Cr, Ni, Co и др.).

Палеопротерозойские метатерригенные породы воронцовской серии, занимающие огромную площадь между двумя докембрийскими коровы-

ми сегментами Восточно-Европейской платформы Сарматией и Волго-Уралией, в геохимическом отношении почти не изучены. В настоящее время существуют проблемы с интерпретацией формирования этой тектонической структуры (активная или пассивная континентальная окраина, принадлежность ее либо к Сарматии, либо к Волго-Уралу и др.). Для решения вопросов о тектонической природе метаосадков воронцовской серии необходимо определить специфику состава источников сноса огромного объема терригенного материала, их экзогенных преобразований и условий осадконакопления.

Осадки воронцовской серии метаморфизованы в условиях от верхов зеленосланцевой до низов гранулитовой фаций, что существенно за-

трудняет извлечение информации о том, в каких палеогеографических и тектонических условиях эти осадки были сформированы, особенно для кристаллических сланцев и гнейсов (верхи амфиболитовой и низы гранулитовой фаций). Один из методов решения этих вопросов – петрогеохимия. Большинство авторитетных ученых, изучавших петрогеохимические особенности метаосадочных пород [21, 23, 33, 35], пришли к выводу об изохимическом характере метаморфических преобразований, хотя есть работы, в которых приводятся аргументы в пользу подвижного поведения химических элементов, в том числе и редкоземельных, при метаморфизме [36, 40]. Что касается метаосадочных пород воронцовской серии, то у нас нет свидетельств аллохимического характера метаморфизма, поэтому в дальнейшем мы будем придерживаться общепринятой точки зрения.

В настоящей статье предпринята попытка обосновать тектонические и палеогеографические

условия накопления мощных толщ терригенных отложений воронцовской серии в палеопротерозое, установить возможные источники сноса на основе анализа распределения в них петрогенных окислов, редких и редкоземельных элементов.

Геологическая обстановка

Восточно-Воронежская провинция (Воронцовский грабен-синклинорий) отделяет Сарматский сегмент докембрийской коры от Волго-Уральского сегмента Восточно-Европейской платформы. Площадь ее распространения составляет более 70 000 км² при ширине 100–150 км и длине более 600 км (рис. 1). С запада Восточно-Воронежская провинция ограничена Лосевско-Мамонским глубинным разломом, отделяющим ее от Липецко-Лосевского вулканогенного пояса, с юга Варваринским выступом архейского фундамента (рис. 2). На востоке Балашовский блок, сложенный породами воронцовской серии, граничит с палеопротерозойскими

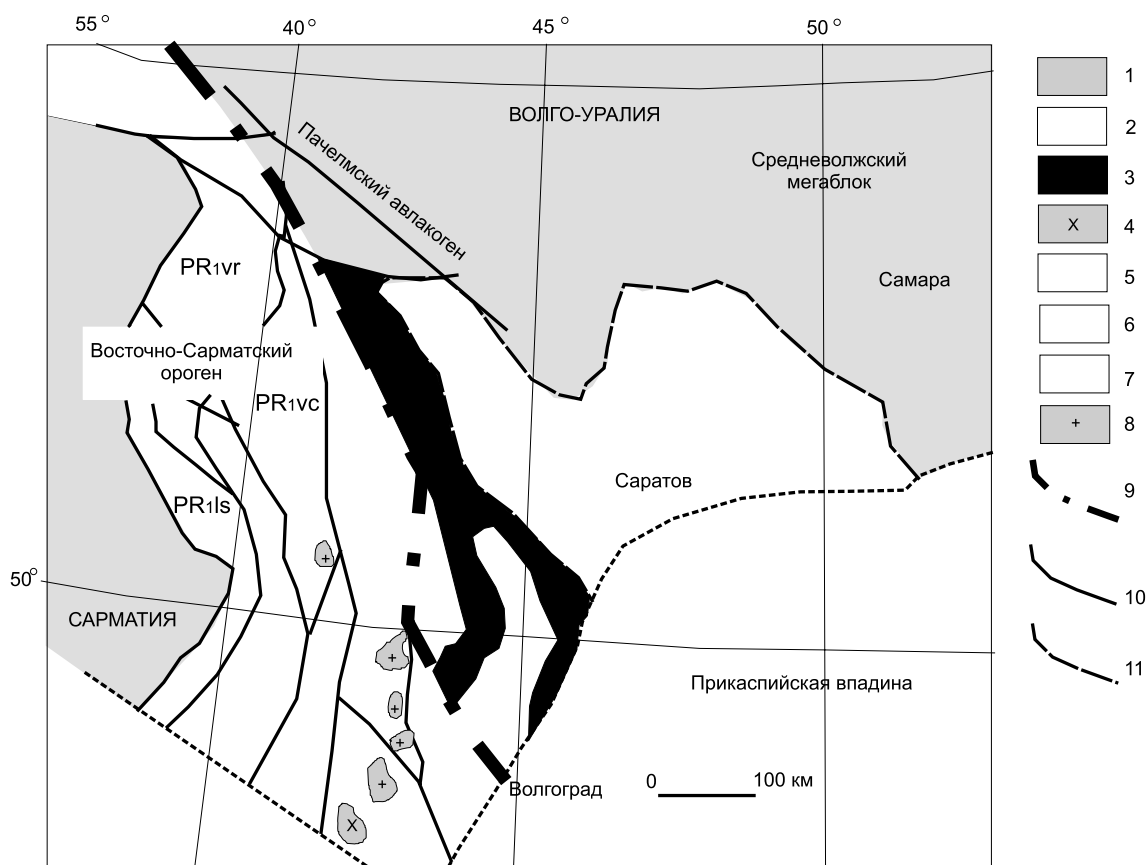


Рис. 1. Схематическая карта зоны сочленения Сарматии и Волго-Уралия (по Бибиковой и др., 2009, с изменениями): 1 – архейская кора; 2–8 – палеопротерозойские структурно-вещественные комплексы: 2 – южноволжский комплекс глиноземистых гнейсов, включая рахмановский комплекс анатектических гранитов, 3 – терсинский комплекс, 4 – гранитоиды Терсинского пояса, 5 – лосевский и усманский комплексы нерасчлененные, 6 – донская серия гнейсов и павловский гранитоидный комплекс, 7 – воронцовская серия, 8 – бобровский комплекс гранитоидов; 9 – предполагаемая сутура (?) Сарматии и Волго-Уралии; 10 – главные зоны разломов; 11 – границы структурно-вещественных комплексов

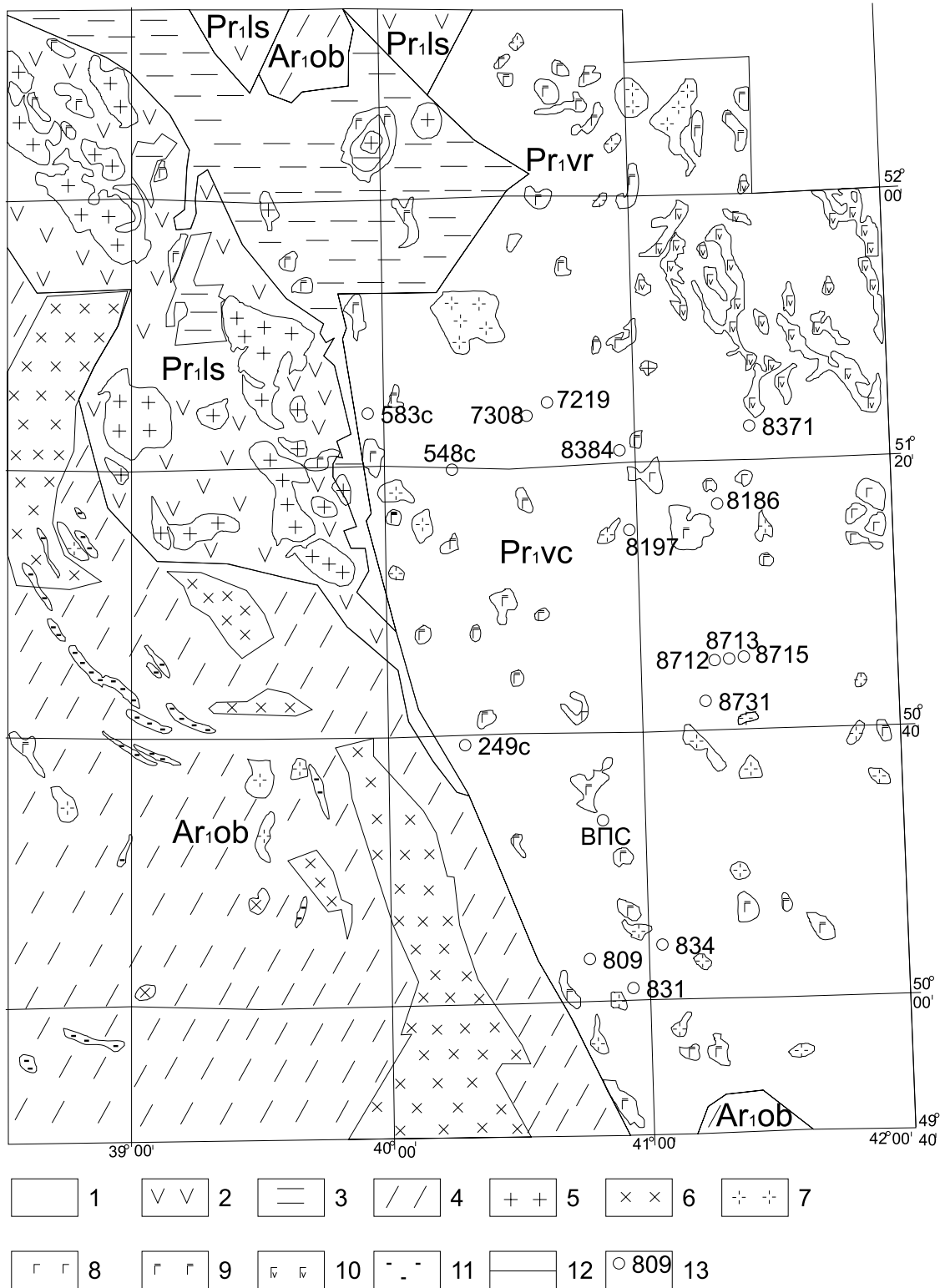


Рис. 2. Схематическая карта востока Воронежского кристаллического массива: 1 – метапесчаниково-сланцевые отложения воронцовской серии; 2 – вулканогенные породы лосевской серии; 3 – вулканомиктовые песчаники воронежской свиты; 4 – серые гнейсы (ТТГ) Россошанского блока и Варваринского выступа; 5 – гранитоиды усманского комплекса; 6 – граниты-мигматиты павловского комплекса; 7 – гранитоиды бобровского комплекса; 8 – нориты еланьского комплекса; 9 – основные и ультраосновные интрузии мамонского комплекса; 10 – габброиды новогольского комплекса; 11 – тела железистых кварцитов; 12 – геологические границы; 13 – местоположения скважин и их номера. В качестве основы использована геологическая карта докембрия ВКМ масштаба 1 : 1 000 000 под ред. Н. М. Чернышова и В. М. Ненахова (2002)

структурами Волго-Уралии – Терсинским поясом метаморфизованных вулканитов и Южновожжским супракрустальным комплексом [1].

Мощность отложений по сейсмическим данным изменяется от 2–3 км в юго-западной части до 6–8 км в районе Новохоперского глубинного разлома. Повсюду породы воронцовской серии перекрыты фанерозойским осадочным чехлом мощностью от 80 до первых тысяч метров. Литологически эта серия весьма однородна и представляет собой толщу метаморфизованных песчаниково-сланцевых флишеидных отложений, прорванную многочисленными интрузиями палеопротерозойского возраста: дифференцированными массивами дунит-перидотит-габбро-норитовой формации мамонского (2080 ± 20 млн лет [15]) и пироксенит-норит-диоритовой формации еланского комплексов (2060 ± 20 млн лет [15]), гранитоидами S-типа бобровского (2022 ± 3 млн лет [1]), габбро-долеритами трапповой формации новогольского комплексов (1805 ± 14 млн лет [14]) и дайками сиенитов артюшкинского комплекса.

Метаосадки воронцовской серии характеризуются контрастными вариациями модельных возрастов T_{DM} (Nd) 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 [17] и значениями 2,1–2,3 млрд лет на востоке в пределах Балашовского блока [1].

U-Pb конкордантный изотопный возраст циркона из кристаллических сланцев мусковит-силлиманитовой зоны (скважина 8240) составляет 2104 ± 4 млн лет и интерпретируется как возраст его кристаллизации при метаморфизме [1]. В таком случае все интрузии внедрялись в уже метаморфизованные породы воронцовской серии.

По данным А.А. Щипанского с соавторами [17] накопление пород воронцовской серии происходило на активной континентальной окраине системы магматических дуг. В тыловой части Липецко-Лосевского вулканоплутонического пояса сформировалась обширная преддуговая область, которая была заполнена толщами незрелых турбидитовых (флишевых) осадков.

В основу схем стратиграфического расчленения образований воронцовской серии в разные годы и разными авторами [6, 16] положены ряд признаков (тип ритмичности, литологический состав, степень метаморфизма), но все они имеют дискуссионный характер из-за отсутствия марки-

рующих горизонтов, контрастных различий физических свойств и перекрытых разрезов буровых скважин.

Реконструкция первичной природы осадочно-метаморфических пород воронцовской серии по их химическому составу показала, что фигуративные точки составов сланцев и метапесчаников попадают в поле граувакково-глинистых отложений на модифицированных диаграммах Предовского [6]. Из этого был сделан вывод, что изначально они представляли собой граувакково-глинистые отложения [6].

Характеристика пород воронцовской серии

Метаморфизм

Зональный метаморфизм пород Восточно-Воронежской провинции на отдельных площадях изучен весьма детально в пределах Елань-Эртильской (центральная часть структуры) и Мамонско-Подколодновской (юго-западная часть структуры) площадей [4, 7, 9, 10], насколько это возможно в «закрытом» районе при довольно редкой сети скважин. Исходя из этого, детально на рассмотрении зонального метаморфизма в этой работе мы останавливаться не будем, только кратко охарактеризуем термодинамические режимы. В пределах Елань-Эртильской площади были картированы гранатовая ($430\text{--}480$ °C), ставролитовая ($490\text{--}520$ °C), ставролит-силлиманитовая ($520\text{--}560$ °C) и мусковит-силлиманитовая зоны ($560\text{--}600$ °C). Условия наиболее высокотемпературной силлиманит-калишпат-кордиеритовой зоны здесь достигнуты не были. В пределах Мамонско-Подколодновской площади не установлены наиболее низкотемпературные метапелиты гранатовой зоны, но присутствуют самые высокотемпературные породы воронцовской серии – гранат-силлиманит-кордиеритовые гнейсы ($600\text{--}750$ °C). Давления при метаморфизме изменяются от 3 кбар в гранатовой зоне до 5 кбар в силлиманит-калишпат-кордиеритовой.

Петрография

В строении толщи воронцовской серии принимают участие несколько типов метаосадков. В условиях гранатовой и большей части ставролитовой зоны в составе воронцовской серии уверенно выделяются метапесчаники и метапелиты. В метапесчаниках текстуры осадочного протолита могут сохраняться до верхов ставролитовой зоны включительно и весьма редко в ставролит-

силлиманитовой зоне. Для зон более высокотемпературного метаморфизма характерны кристаллические сланцы с лепидогранобластовыми и гранобластовыми структурами, в них появляются гранат, ставролит, силлиманит, увеличивается количество мусковита. Гнейсы представляют собой высоко метаморфизованные сланцы и метапесчаники, которые в результате перекристаллизации полностью утрачивают признаки первично осадочных текстур в пределах мусковит-силлиманитовой и силлиманит-калишпат-кордиеритовой зон.

Метапесчаники светло-серые, мелко- до среднезернистых характеризуются бластопсаммитовой структурой, массивной, реже полосчатой текстурой и размерами зерен от 0,1 до 0,3 мм (рис. 3а). Псаммитовый материал представлен обломками кварца до 55–60 %, плагиоклаза (альбит-олигоклаз) – до 40 %, единичными обломками кремнистых, кварцитовидных и туфогенных пород. Форма зерен изометричная, уплощенная, часто с неровными контурами и острыми углами. Цемент перекристаллизован в микрогранобластовый агрегат и состоит из кварца, плагиоклаза, биотита, хлорита, реже встречается мусковит.

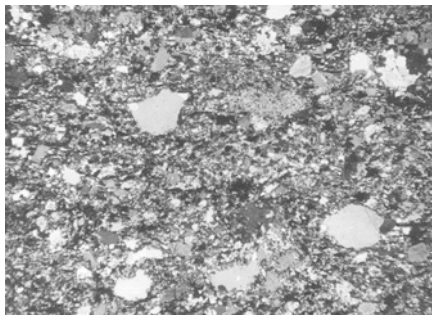


Рис. 3а. Метапесчаник с бластопсаммитовой структурой биотит-полевошпат-кварцевого состава. Никели скрещены, увеличение $\times 24$, обр. 8305/276

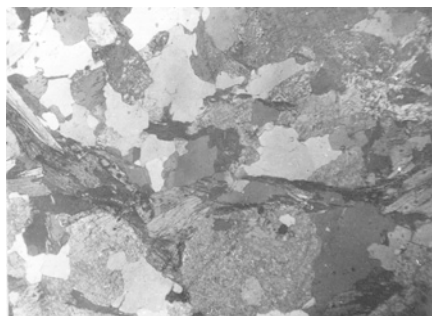


Рис. 3в. Мусковит-биотитовый гнейс. Никели скрещены, увеличение $\times 15$, обр. 8354/378

Сланцы серые, темно-серые характеризуются лепидобластовыми, порфиробластовыми структурами (рис. 3б), сланцеватыми, полосчатыми, иногда плейчатými текстурами. В их составе присутствуют: кварц – 30–50 %, плагиоклаз – 0–15 %, биотит – 25–50 %, мусковит – 0–10 %, в меньших количествах установлены хлорит, андалузит, углеродистое вещество, сульфиды.

Гнейсы серой окраски, среднезернистые с лепидогранобластовой или гранобластовой структурой (рис. 3в), гнейсовой, полосчатой, иногда плейчатой текстурой имеют следующий состав: кварц – 35–40 %, плагиоклаз – до 35 %, крупночешуйчатый биотит – 5–20 %, мусковит – 0–15 %, гранат – 0–5 %, силлиманит – 3–10 %, калиевый полевой шпат – 0–5 %, кордиерит – 0–10 %.

Известково-силикатные метаосадки встречаются редко в виде прослоев мощностью до 30 см, имеют зеленовато-серую окраску, гранобластовую с элементами нематогранобластовой структуры (рис. 3г). Они характеризуются следующим составом: кроме кварца и плагиоклаза, содержание которых в сумме не превышает 40–50 %, широким распространением пользуются кальцит (до 30 %), клиноцоизит (до 25 %), амфиболы (10–30 %), диопсид (до 10 %), гранат (0–5 %), сфен (0–5 %).

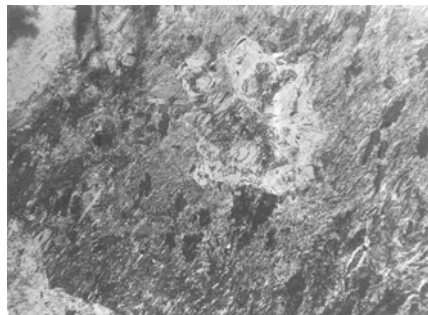


Рис. 3б. Графитсодержащий сланец с порфиробластами ставролита, замещаемого по краям мусковитом. При одном никеле, увеличение $\times 10$, обр. 8286/466

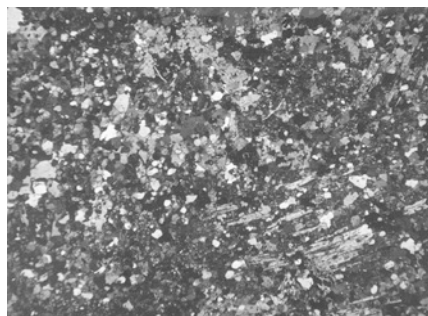


Рис. 3г. Известково-силикатная метаосадочная порода кальцит-амфибол-клиноцоизит-плагиоклаз-кварцевого состава. Никели скрещены, увеличение $\times 20$, обр. 8312/342

Методы исследования

Все изученные образцы представляют собой керн скважин, детально описанный при проведении полевых работ. Из образцов были изготовлены прозрачно-полированные шлифы, изученные сначала оптически, а затем на растровом электронном микроскопе Jeol 6380 LV с энерго-дисперсионным анализатором INCA 250 (ВГУ). REE-минералы идентифицированы с помощью оптической микроскопии и в отраженных электронах.

Малые и редкие элементы определялись методом индукционно-связанной плазмы с масс-спектрометрическим окончанием анализа (ICP-MS) в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов (АСИЦ ИПТМ) РАН. Разложение образцов пород и монофракций минералов проводили путем кислотного вскрытия в закрытой системе. Контроль химического выхода при проведении процедуры разложения образцов осуществлялся с помощью ^{161}Du . Согласно этому контролю, полнота разложения образцов составляла от 100 до 64 %, вероятно, за счет неразложившегося углеродистого вещества, что визуально фиксируется по присутствию в образцах после разложения различных количеств черного осадка. 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 российского стандартного образца метаморфического сланца ССЛ-1 (ГСО 3191-85). Относительное стандартное отклонение для всех элементов не превышало 0.3 при измерении содержания этих элементов до 5*ПО и не превышало 0.15 при измерении содержания >5*ПО.

Петрогеохимия метаосадков воронцовской серии

Петрогенные элементы

Петрохимические особенности метаосадков воронцовской серии проанализированы на основе более 100 полных химических анализов метапесчаников, сланцев и гнейсов, наиболее представительные из которых приведены в табл. 1а, б. Известково-силикатные породы не рассматривались из-за сложностей интерпретации полученных результатов. Петрохимические и геохимические характеристики метапесчаников и сланцев мы

рассматриваем отдельно, так как они отличаются по условиям осадконакопления, что накладывает свой отпечаток на минеральный и, в конечном итоге, на химический состав этих двух типов метаосадков. Конечно, нам не избежать некоторого «огрубления» результатов из-за присутствия промежуточных разностей, например, метаалевролитов, которые при метаморфической перекристаллизации превращаются в сланцы, или высоко метаморфизованных терригенных пород, преобразованных в гнейсы и кристаллические сланцы, где их первичную природу петрографически установить невозможно. При петрогеохимической характеристике терригенных пород принято сопоставлять их со стандартными осадочными составами, используемыми при нормализации концентраций РЗЭ в осадочных породах: верхней континентальной коры (UCC), североамериканского сланца (NASC), постаршейского австралийского сланца (PAAS) и т.д. [5]. Поскольку по химическому составу метапесчаники воронцовской серии близки к грауваккам, то мы посчитали целесообразным сравнивать их с средним составом палеопротерозойских граувакк [21]. Что касается метапелитов, то обычно их сопоставляют с PAAS, что и было сделано в настоящей работе.

Метапесчаники воронцовской серии характеризуются умеренными содержаниями SiO_2 (63,03–84,21, среднее 70,1 %) и Al_2O_3 (7,08–14,87 %, среднее 12,9 %) и отношениями $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ – 4,5–11,9 (среднее 5,6), преобладанием FeO над Fe_2O_3 , при общем содержании железа близком к кларковому (табл. 1а). Отношения $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ низкие – 0,23–2,07, среднее 0,75. Несколько повышенная глиноземистость и натровость метапесчаников обусловлена присутствием заметного количества кислого плагиоклаза, присутствующего как в виде обломков, так и в мелкозернистом перекристаллизованном цементе, невысоким содержанием слюд и почти полным отсутствием в обломках калиевого полевого шпата. По составу метапесчаники воронцовской серии сильно отличаются от песчаников платформ и значительно ближе к среднему составу палеопротерозойских граувакк [21], имея такие же содержания магния, кальция, натрия и фосфора. Несколько выше в них, чем в палеопротерозойских граувакках, содержания SiO_2 , ниже Al_2O_3 , TiO_2 и K_2O . Как и большинство граувакк метапесчаники воронцовской серии имеют андезит-дацитовый состав.

Сланцы по сравнению с метапесчаниками отличаются меньшими содержаниями SiO_2 (43,3–

Таблица 1а

Химические составы метапесчаников воронцовской серии

	8305/ 275	8200/ 209	8230/ 395	8232/ 361	8600/ 307,9	8610/ 294,2	8630/ 244,5	8307/ 334	8684/ 312	8312/ 304,8
SiO ₂	65,80	68,28	65,54	63,03	66,78	67,00	61,56	69,22	66,86	65,76
TiO ₂	0,52	1,02	0,93	0,96	0,45	0,56	0,49	0,87	0,46	0,90
Al ₂ O ₃	13,85	13,12	14,03	13,80	14,13	13,52	13,66	12,72	14,87	14,16
Fe ₂ O ₃	1,37	0,85	0,94	1,34	1,26	0,92	0,60	1,26	1,56	0,76
FeO	5,39	4,11	4,18	4,25	4,89	5,53	5,82	4,70	4,09	4,50
MnO	0,07	0,05	0,05	0,06	0,04	0,05	0,12	0,03	0,16	0,06
MgO	2,85	2,17	3,22	2,90	2,25	2,55	4,61	2,25	2,59	2,90
CaO	2,76	2,74	4,10	5,70	1,79	2,61	4,40	1,59	1,94	5,70
Na ₂ O	4,00	2,90	2,80	1,40	3,30	3,50	2,30	1,50	3,40	1,20
K ₂ O	1,90	2,00	2,20	2,60	2,00	1,65	1,60	3,10	3,10	1,45
п.п.п.	1,54	2,03	2,07	4,33	1,22	1,19	3,96	3,00	1,00	1,66
P ₂ O ₅	0,14	0,23	0,27	0,21	0,12	0,23	0,20	0,21	0,04	0,37
Сумма	100,19	99,50	100,29	100,63	98,23	99,31	99,32	100,45	100,88	99,30
SO ₃	0,06	0,09	0,13	0,18	0,04	0,14	0,15	0,62	0,16	0,07
СІА	61,53	63,20	60,66	58,72	66,59	63,53	62,20	67,27	63,79	62,91
СІW	67,20	69,94	67,03	66,03	73,52	68,87	67,09	80,46	73,58	67,24
ICV	0,97	0,89	1,01	1,08	0,78	0,87	1,02	0,83	0,88	0,91
PIA	53,09	53,56	51,15	47,66	57,16	55,78	54,92	50,87	50,49	56,46
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0,14	0,15	0,16	0,19	0,14	0,12	0,12	0,24	0,21	0,10
Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0,29	0,22	0,20	0,10	0,23	0,26	0,17	0,12	0,23	0,08
TiO ₂ /Al ₂ O ₃	0,04	0,08	0,07	0,07	0,03	0,04	0,04	0,07	0,03	0,06
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	4,75	5,20	4,67	4,57	4,73	4,96	4,51	5,44	4,50	4,64
K ₂ O/Na ₂ O	0,48	0,69	0,79	1,86	0,61	0,47	0,70	2,07	0,91	1,21

Продолжение табл. 1а

	ВПС/ 3100,1	ВПС/ 3988	ВПС/ 4050	ВПС/ 4209	ВПС/ 4696	ВПС/ 4760	ВПС/ 5574,1	ВПС/ 5574,2	ВПС/ 6013,1	ВПС/ 6013,2	ВПС/ 6031,2
SiO ₂	69,45	76,62	71,66	69,55	84,21	72,54	75,31	72,16	74,83	74,64	72,19
TiO ₂	0,66	0,49	0,59	0,57	0,33	0,61	0,51	0,72	0,44	0,42	0,54
Al ₂ O ₃	13,61	10,31	14,09	12,95	7,08	12,15	11,58	11,76	12,25	12,57	14,43
Fe ₂ O ₃	5,65	4,55	4,76	5,74	2,83	5,74	4,43	6,52	3,65	3,39	4,22
FeO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO	0,06	0,05	0,04	0,06	0,03	0,05	0,05	0,06	0,03	0,03	0,03
MgO	2,08	1,31	1,55	3,12	0,68	1,69	1,13	1,70	1,24	1,18	1,37
CaO	2,53	2,14	1,13	3,16	1,59	2,13	1,88	1,82	2,65	2,77	1,77
Na ₂ O	3,89	3,41	2,72	3,82	2,12	3,74	3,18	2,97	3,68	3,73	2,80
K ₂ O	1,96	1,02	3,37	0,87	1,12	1,23	1,82	2,15	1,09	1,13	2,57
п.п.п.	0,83	0,54	0,95	1,13	0,81	0,63	1,85	1,45	0,39	0,37	1,00
P ₂ O ₅	0,11	0,10	0,10	0,15	0,02	0,12	0,10	0,14	0,13	0,12	0,09
Сумма	99,08	99,94	99,30	99,48	101,92	99,13	101,17	99,94	100,10	99,99	100,69
SO ₃	0,05*	0,04*	0,06*	0,05*	0,06*	0,06*	0,05*	0,22*	0,05*	0,04*	0,08*
СІА	61,89	61,08	66,12	62,26	59,45	63,12	62,73	62,89	62,28	62,23	66,90
СІW	67,95	65,01	78,54	64,98	65,62	67,43	69,59	71,06	65,93	65,92	75,95
ICV	1,23	1,25	1,00	1,33	1,22	1,25	1,12	1,35	1,04	1,00	0,92
PIA	52,98	55,04	50,31	58,08	50,04	56,73	52,87	51,39	56,74	56,63	54,98
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0,14	0,10	0,24	0,07	0,16	0,10	0,16	0,18	0,09	0,09	0,18
Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0,29	0,33	0,19	0,29	0,30	0,31	0,27	0,25	0,30	0,30	0,19
TiO ₂ /Al ₂ O ₃	0,05	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,06	0,04	0,03	0,04
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	5,10	7,43	5,09	5,37	11,89	5,97	6,50	6,14	6,11	5,94	5,00
K ₂ O/Na ₂ O	0,50	0,30	1,24	0,23	0,53	0,33	0,57	0,72	0,30	0,30	0,92

Таблица 16

Химические составы сланцев воронцовской серии

	8062/ 380	8617/ 404	8600/ 326,4	8611/ 316,5	8625/ 308	8630/ 249	8222/ 368	8225/ 377,6	8342 369	8309/ 339,4
SiO ₂	60,30	65,30	57,68	62,34	67,62	66,10	64,96	58,58	63,68	59,40
TiO ₂	1,04	0,96	0,75	0,58	0,45	0,56	0,93	1,28	0,46	1,08
Al ₂ O ₃	16,12	13,90	15,14	16,72	13,28	14,40	12,42	15,50	14,69	15,97
Fe ₂ O ₃	2,70	1,64	4,41	2,11	2,16	2,56	1,73	1,33	0,39	2,13
FeO	3,60	3,89	4,46	6,18	5,10	5,61	4,47	6,84	6,25	5,98
MnO	0,02	0,02	0,06	0,07	0,07	0,06	0,05	0,07	0,09	0,04
MgO	2,90	2,92	2,74	2,65	3,23	2,45	3,54	4,67	3,44	3,52
CaO	3,08	3,49	2,48	2,61	1,93	1,38	5,01	3,76	3,36	1,37
Na ₂ O	3,00	3,37	3,10	3,70	2,63	1,35	2,00	3,00	3,66	1,90
K ₂ O	3,70	2,40	2,60	1,85	1,43	2,70	2,70	3,40	1,90	3,40
п.п.п.	2,58	2,34	4,46	1,73	2,06	3,29	2,38	1,58	2,92	4,04
P ₂ O ₅	0,53	0,16	0,17	0,18	0,12	0,15	0,21	0,23	0,15	0,16
Сумма	99,57	100,39	98,05	100,72	100,08	100,62	100,40	100,24	100,98	99,09
SO ₃	0,35	0,15	6,08	0,71	0,07	0,66	0,14	0,2	1,89	0,12
СIА	62,24	60,02	64,92	67,20	68,92	72,62	56,12	60,41	62,22	70,54
СIW	72,61	66,96	73,07	72,60	74,44	84,06	63,92	69,63	67,66	83,00
ICV	1,02	1,06	1,06	0,81	0,89	0,76	1,28	1,13	0,90	0,84
PIA	47,95	49,65	53,77	59,77	61,49	59,00	43,92	47,16	54,17	55,52
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0,23	0,17	0,17	0,11	0,11	0,19	0,22	0,22	0,13	0,21
Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0,19	0,24	0,20	0,22	0,20	0,09	0,16	0,19	0,25	0,12
TiO ₂ /Al ₂ O ₃	0,06	0,07	0,05	0,03	0,03	0,04	0,07	0,08	0,03	0,07
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3,74	4,70	3,81	3,73	5,09	4,59	5,23	3,78	4,33	3,72
K ₂ O/Na ₂ O	1,23	0,71	0,84	0,50	0,54	2,00	1,35	1,13	0,52	1,79

Продолжение табл. 16

	8352/ 309,7	8286/ 499	8287/ 273	8712/ 506,5	8758/ 562	8713/ 634,4	8384/ 300	8240/ 382	8282/ 386,8	8283/ 334
SiO ₂	60,00	59,32	57,94	60,24	55,72	59,40	55,86	65,54	54,20	60,08
TiO ₂	0,85	0,97	1,30	0,80	0,90	0,40	1,02	0,48	0,77	0,99
Al ₂ O ₃	15,02	14,35	17,11	18,64	17,25	19,56	17,12	13,48	19,61	16,86
Fe ₂ O ₃	2,05	3,80	3,06	0,88	2,16	2,63	2,83	2,93	2,00	1,57
FeO	5,64	4,18	4,43	5,69	7,33	6,20	5,91	4,85	7,48	6,34
MnO	0,07	0,08	0,06	0,02	0,11	0,05	0,08	0,39	0,08	0,05
MgO	3,84	3,30	4,19	2,84	4,31	2,82	3,54	3,03	4,45	3,54
CaO	4,50	2,85	1,37	1,65	1,93	0,70	1,94	1,68	1,38	1,37
Na ₂ O	2,55	2,20	0,40	2,10	2,70	1,75	2,20	1,80	2,10	1,60
K ₂ O	3,55	2,10	4,20	3,60	2,80	3,80	4,40	3,80	4,65	4,40
п.п.п.	0,7	5,88	5,35	2,21	3,26	2,97	4,52	2,99	2,56	2,5
P ₂ O ₅	0,12	0,23	0,21	0,13	0,11	0,12	0,21	0,31	0,19	0,39
Сумма	99,89	99,26	99,62	98,80	98,58	100,40	99,63	100,92	99,47	99,64
SO ₃	0,24	3,17	3,35	0,13	0,14	0,46	1,38	0,62	0,77	0,37
СIА	58,63	66,74	74,13	71,72	69,89	75,78	66,72	64,93	70,69	69,58
СIW	68,06	73,97	90,63	83,25	78,84	88,87	80,53	79,48	84,93	85,02
ICV	1,15	1,06	0,85	0,64	0,86	0,62	0,93	1,02	0,78	0,80
PIA	44,77	56,98	55,94	57,87	58,55	61,06	49,57	46,63	53,93	51,42
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0,24	0,15	0,25	0,19	0,16	0,19	0,26	0,28	0,24	0,26
Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0,17	0,15	0,02	0,11	0,16	0,09	0,13	0,13	0,11	0,09
TiO ₂ /Al ₂ O ₃	0,06	0,07	0,08	0,04	0,05	0,02	0,06	0,04	0,04	0,06
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3,99	4,13	3,39	3,23	3,23	3,04	3,26	4,86	2,76	3,56
K ₂ O/Na ₂ O	1,39	0,95	10,50	1,71	1,04	2,17	2,00	2,11	2,21	2,75

	8228/ 403	ВПС/ 3459,2	ВПС/3610	ВПС/ 3611	ВПС/3621	ВПС/3622	ВПС/4782	ВПС/ 5957,1	ВПС/ 6055
SiO ₂	57,52	63,01	60,04	62,58	61,14	62,67	57,87	43,32	61,74
TiO ₂	1,18	0,74	0,75	0,72	0,75	0,68	0,77	1,27	0,74
Al ₂ O ₃	16,84	18,41	20,38	18,14	20,03	18,88	19,18	24,01	18,76
Fe ₂ O ₃	1,8	7,28	8,36	7,89	7,66	7,80	9,07	14,80	7,69
FeO	7,42	–	–	–	–	–	–	–	–
MnO	0,08	0,05	0,06	0,06	0,06	0,06	0,07	0,09	0,05
MgO	4,03	3,03	3,18	3,09	2,97	3,08	3,40	6,17	2,86
CaO	1,14	1,55	1,19	1,57	1,29	1,10	2,26	2,15	1,84
Na ₂ O	2,40	2,15	1,77	2,38	1,99	1,64	3,12	1,91	1,96
K ₂ O	4,20	3,67	4,15	3,47	4,00	3,96	4,14	6,26	4,25
п.п.п.	2,61	2,00	2,13	2,19	2,25	2,48	1,70	2,15	1,88
P ₂ O ₅	0,37	0,11	0,12	0,11	0,12	0,11	0,11	0,02	0,11
Сумма	99,39	99,09	99,89	99,58	100,91	100,62	98,95	99,36	99,61
SO ₃	0,35	0,23*	0,13*	0,14*	0,20*	0,23*	0,22*	0,34*	0,42*
СИА	68,51	71,41	74,14	70,97	73,34	73,81	66,83	69,94	69,97
СІW	82,63	83,27	87,32	82,12	85,93	87,33	78,09	85,54	83,16
ICV	0,88	1,00	0,95	1,05	0,93	0,97	1,19	1,36	1,03
PIA	51,42	57,18	59,04	57,39	58,70	58,33	52,40	51,70	54,12
K ₂ O/Al ₂ O ₃	0,25	0,20	0,20	0,19	0,20	0,21	0,22	0,26	0,23
Na ₂ O/Al ₂ O ₃	0,14	0,12	0,09	0,13	0,10	0,09	0,16	0,08	0,10
TiO ₂ /Al ₂ O ₃	0,07	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05	0,04
SiO ₂ /Al ₂ O ₃	3,42	3,42	2,95	3,45	3,05	3,32	3,02	1,80	3,29
K ₂ O/Na ₂ O	1,75	1,71	2,34	1,46	2,01	2,41	1,33	3,28	2,17

* – содержания S.

67,6 %, среднее 60,1 %) и более высокими Al₂O₃ (12,4–24,0 %, среднее 17,0 %) с низкими значениями соотношения SiO₂/Al₂O₃ – 1,8–5,2 (среднее 3,6 %). Кроме того, концентрации других петрогенных окислов за исключением CaO, Na₂O и P₂O₅ также выше в сланцах, чем в метапесчаниках. Особенно эти различия проявляются в содержании щелочей, что обусловлено широким развитием калиевых слюд. Если в метапесчаниках, в целом, натрий преобладает над калием, то в сланцах противоположная картина: K₂O/Na₂O – 1,93.

При сравнении с PAAS (post-Archean Australian shale) [12] очевидно, что сланцы воронцовской серии имеют примерно такие же содержания кремнезема, титана, алюминия и калия. Концентрации общего железа, кальция и натрия в них заметно выше, чем в PAAS (Fe_{общ} – 1,3xPAAS; CaO – 1,6xPAAS; MgO – 1,6xPAAS и Na₂O – 1,9xPAAS).

Редкие и рассеянные элементы

По сравнению со средним составом EPG (палеопротерозойских граувакк) [21] метапесчаники воронцовской серии характеризуются сходными содержаниями Rb и Sr, но несколько меньшими Ba (0,7 EPG) (табл. 2 а). Что касается переходных металлов, то метапесчаники деплетированы в отно-

шении Cr (0,67 EPG), Ni (0,63 EPG), Co (0,68 EPG) и имеют близкие содержания V. Группа высокозарядных элементов (Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Th, U) имеет тенденцию накапливаться в основном в кислых магматических породах. Метапесчаники воронцовской серии обеднены иттрием (0,62 EPG), торием (0,54 EPG) и ураном (0,72 EPG), имеют близкие с палеопротерозойскими граувакками содержания ниобия и тантала, и обогащены цирконием (1,25 EPG).

В сланцах воронцовской серии отмечается высокий разброс содержаний крупноионных литофильных элементов (табл. 2б), и по сравнению с песчаниками они содержат почти в два раза больше Rb, в полтора Ba и столько же Sr, а по отношению к PAAS обнаруживают дефицит рубидия (0,8 PAAS), некоторый избыток стронция (1,2 PAAS) и одинаковое количество бария. Сланцы характеризуются также более высокими содержаниями всех переходных металлов (Cr, V, Ni, Co) по отношению к метапесчаникам, которые близки к составу PAAS за исключением Ni, которого в среднем больше в изучаемых породах (Cr – 1,15xPAAS, Ni – 1,25xPAAS, Co – 1,0xPAAS и V – 0,96xPAAS). Также метapelиты обогащены высокозарядными элементами за исключением Zr, особенно ура-

Таблица 2а

Содержания малых и редких элементов в метапесчаниках воронцовской серии

	8186/400''	8731/402,5	ВПС/3100,1	ВПС/3988	ВПС/4050	ВПС/5574,2	ВПС/6013,1	ВПС/6031,2
Li	27,7	24,0	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Be	0,86	1,0	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Sc	7,4	9,3	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
V	105	97,1	118	115	99	94	90	98
Cr	123	103	104	93	86	87	72	75
Co	16,1	13,7	20,3	17,2	17,8	15,4	15,8	17
Ni	51,6	54,3	48,7	40,5	35,8	39	35	35
Cu	53,9	40,5	30,7	15,6	60,7	25,5	48,9	33
Zn	59,8	73,3	97,9	127	88,6	64,6	93,8	54,1
Ga	15,4	15,4	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
As	8,9	3,9	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Se	< 1.5	< 1.5	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Rb	76,7	83,6	78	38,3	103	67,8	39	83,8
Sr	146	212	352	384	197	242	249	250
Y	17,8	14,6	17,3	15,4	15,7	14,2	12,3	15,8
Zr	247	195	210	230	180	183	145	169
Nb	9,5	8,8	11,3	9,33	9,96	8,59	8,34	9,69
Mo	2,9	0,95	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Ag	0,16	0,18	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Cd	< ПО	0,049	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Sn	1,9	1,9	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Sb	0,74	0,69	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Cs	2,3	4,1	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Ba	406	367	545	357	649	323	409	445
La	28,5	25,0	27,1	28,3	23,6	21,9	20,5	23,9
Ce	55,6	52,4	55,7	55,6	46,9	44,1	41	49
Pr	6,3	6,3	6,68	6,21	5,37	5,04	4,75	5,67
Nd	24,7	24,0	24,5	22,8	20,3	18,7	18,1	21,8
Sm	4,5	4,3	4,52	4,14	3,94	3,52	3,64	4,16
Eu	1,1	1,1	1,25	1,02	1,1	0,9	0,93	1,04
Gd	4,1	3,6	4,21	3,28	3,49	3,13	3,1	3,63
Tb	0,64	0,59	0,6	0,49	0,52	0,46	0,4	0,51
Dy	3,2	2,9	3,14	2,71	2,65	2,43	2,24	2,63
Ho	0,66	0,62	0,59	0,51	0,51	0,47	0,42	0,57
Er	2,0	1,9	1,74	1,51	1,57	1,38	1,17	1,61
Tm	0,29	0,27	0,25	0,22	0,23	0,21	0,17	0,22
Yb	1,90	1,90	1,69	1,44	1,47	1,40	1,16	1,49
Lu	0,28	0,27	0,28	0,26	0,25	0,24	0,17	0,23
Hf	6,4	5,1	5,33	5,90	4,72	4,77	3,83	4,17
Ta	0,91	0,82	0,66	0,60	0,64	0,54	0,49	0,58
W	3,00	2,10	0,48	0,21	0,71	0,36	0,27	0,6
Tl	0,28	0,46	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Pb	10,70	11,10	10,80	5,50	6,57	5,58	4,82	7,45
Bi	0,091	0,094	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Th	5,5	4,6	4,55	5,29	3,62	3,74	3,23	3,75
U	1,7	1,4	1,43	1,38	1,19	1,08	1,05	1,32

Содержания малых и редких элементов в сланцах воронцовской серии

	548с	583с/3	809/19	831/6	7522/308а	8197/452	8384/4306''	8715/427,5	7308
Li	61,5	56,3	49,0	58,4	69,3	53,5	36,7	212	Н.О.
Be	1,7	1,7	1,5	1,8	1,5	1,3	1,7	3,0	Н.О.
Sc	15,9	16,9	16,5	11,0	15,5	13,8	10,1	12,3	16,88
V	150	185	169	133	163	131	191	126	138,6
Cr	152	169	185	104	140	128	204	96,0	126,6
Co	18,3	19,8	21,0	16,2	22,4	17,0	28,1	21,9	22,03
Ni	61,5	68,6	65,8	45,3	71,0	58,3	77,7	69,4	96,57
Cu	90,3	62,7	75,1	55,3	93,4	38,7	182	135	Н.О.
Zn	94,3	104	109	106	112	104	109	76,5	Н.О.
Ga	18,4	20,1	18,8	22,0	23,0	20,1	17,3	23,2	Н.О.
As	0,51	5,0	1,1	0,34	3,1	< ПО	8,5	0,8	Н.О.
Se	< 0,6	< 2	< 0,7	< 1,4	< 1,3	< 1,5	4,4	< 3	Н.О.
Rb	107	100	116	155	119	143	152	105	107,7
Sr	262	220	256	106	289	169	105	330	228
Y	19,7	23,8	17,2	19,4	19,0	17,8	14,0	35,7	19,74
Zr	119	146	163	181	123	147	136	246	149,4
Nb	8,3	9,7	9,4	11,7	9,8	10,5	17,1	12,5	8,62
Mo	2,6	3,9	4,5	9,8	2,8	0,63	20,1	1,4	Н.О.
Ag	0,21	0,17	0,15	0,18	0,22	0,079	1,2	0,27	Н.О.
Cd	0,17	0,10	< ПО	0,16	0,13	< ПО	0,63	0,13	Н.О.
Sn	2,3	4,5	2,7	2,8	1,7	2,1	5,1	1,5	Н.О.
Sb	0,36	0,58	0,42	0,52	1,2	0,82	2,6	0,26	Н.О.
Cs	6,7	5,6	6,2	6,7	6,7	11,0	14,7	17,3	Н.О.
Ba	674	1072	621	970	642	402	264	125	498
La	29,4	36,7	25,1	32,2	34,4	28,5	32,3	55,8	28,28
Ce	66,1	77,9	53,7	67,8	76,5	57,8	60,8	109	62,94
Pr	7,2	8,2	6,2	6,6	8,5	7,0	6,5	12,2	7,61
Nd	28,4	32,8	24,0	25,8	32,1	27,5	25,2	46,2	29,77
Sm	5,1	5,5	4,4	4,6	6,2	5,3	4,3	8,8	5,55
Eu	1,3	1,3	1,0	1,0	1,3	1,1	1,0	2,3	1,12
Gd	4,2	4,7	3,7	3,9	5,0	4,5	3,4	8,3	4,6
Tb	0,63	0,73	0,57	0,60	0,77	0,72	0,55	1,2	0,65
Dy	3,4	3,9	2,9	3,5	3,5	3,6	2,7	6,7	3,58
Ho	0,69	0,74	0,57	0,69	0,70	0,72	0,51	1,3	0,7
Er	1,9	2,2	1,7	2,0	2,1	2,1	1,5	3,8	1,91
Tm	0,27	0,32	0,24	0,29	0,30	0,32	0,24	0,55	0,28
Yb	1,8	2,0	1,6	1,9	2,0	2,1	1,7	3,7	1,83
Lu	0,26	0,28	0,25	0,29	0,28	0,30	0,24	0,54	0,28
Hf	3,6	4,4	4,8	5,7	3,4	4,2	3,4	7,0	4,08
Ta	0,82	1,1	0,96	1,3	0,79	0,93	1,3	1,3	0,68
W	1,0	1,3	0,93	2,1	2,8	1,1	4,2	1,4	Н.О.
Tl	0,56	0,64	0,54	0,65	0,53	0,60	2,2	0,43	Н.О.
Pb	10,8	15,5	11,5	13,5	19,7	10,0	24,4	29,6	11,21
Bi	0,13	0,16	0,21	0,36	0,24	0,11	0,90	0,34	Н.О.
Th	5,4	6,9	6,4	8,7	5,8	6,0	7,1	10,9	6,74
U	2,1	2,5	2,3	3,5	2,0	1,7	5,7	3,6	1,53

Продолжение табл. 2б

	7219	249	834	ВПС/3459,2	ВПС/3611	ВПС/3621	ВПС/4782	ВПС/5957,1	ВПС/6055
Li	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Be	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Sc	16,26	12,27	12,67	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
V	94,43	96,31	94,45	138	134	140	153	214	144
Cr	103,4	94,62	114,8	97	97	97	111	177	97
Co	16,35	14,38	14,79	28,4	26,9	29,8	31,3	50,3	32,8
Ni	54,41	62,38	63,94	71,1	58	61,2	70,4	107	73,1
Cu	Н.О.	Н.О.	Н.О.	42,8	45	62,7	77,9	133	59,3
Zn	Н.О.	Н.О.	Н.О.	140	177	127	140	149	147
Ga	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
As	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Se	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Rb	95,35	70,58	80,22	138	145	154	153	246	145
Sr	285	293	402	217	292	218	239	244	171
Y	24,85	14,97	16,69	20	20,7	21,2	22,8	34,2	18,4
Zr	160,5	141,8	200,2	150	163	163	156	235	142
Nb	8,77	7,17	6,49	12,7	11,9	13,1	11,9	19	11,4
Mo	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Ag	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Cd	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Sn	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Sb	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Cs	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Ba	468	337	533	615	641	733	861	1509	789
La	25,25	21,99	22,3	25,4	26,1	27	25,9	44,5	24,7
Ce	53,44	46,18	48,57	52,9	54,5	56,1	55,3	89,8	51,8
Pr	6,41	5,41	5,93	6,39	6,55	6,81	6,69	10,9	6,05
Nd	24,3	20,98	23,98	23,9	24,6	24,9	24,8	42,4	23,6
Sm	4,52	3,89	4,2	4,71	4,76	5,03	5,04	8,33	4,96
Eu	1,17	1,44	1,1	1,15	1,35	1,29	1,28	1,68	1,2
Gd	3,64	3,23	3,31	4,53	4,43	4,72	4,91	7,69	4,38
Tb	0,58	0,47	0,48	0,66	0,64	0,67	0,7	1,1	0,6
Dy	3,57	2,61	2,85	3,74	3,76	3,66	4,02	6,02	3,29
Ho	0,81	0,51	0,59	0,71	0,69	0,74	0,77	1,24	0,67
Er	2,37	1,34	1,63	1,99	2	1,98	2,24	3,5	1,74
Tm	0,38	0,19	0,24	0,28	0,29	0,28	0,32	0,49	0,25
Yb	2,47	1,23	1,44	1,91	1,99	2,03	2,13	3,16	1,78
Lu	0,38	0,2	0,22	0,28	0,29	0,31	0,33	0,52	0,29
Hf	4,14	3,8	5,15	3,91	4,46	4,59	4,58	6,45	4,13
Ta	0,73	0,5	0,46	0,89	0,7	0,8	0,72	1,08	0,7
W	Н.О.	Н.О.	Н.О.	0,5	0,63	1,05	0,92	0,83	0,81
Tl	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Pb	9,47	12,52	10,09	5,73	8,64	6,41	7,48	7,52	5,66
Bi	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.	Н.О.
Th	5,16	5,03	4,04	5,02	4,82	5,02	4,96	8,94	4,77
U	1,37	1,2	1,03	1,85	1,63	1,61	1,54	2,63	1,57

ном и торием, концентрации которых более чем в 1,5 раза выше по сравнению с метапсаммитами. По отношению к PAAS сланцы воронцовской серии, наоборот, испытывают дефицит Y (0,78xPAAS), Zr (0,77xPAAS), Nb (0,6xPAAS), Hf (0,9xPAAS), Ta (0,73xPAAS), Th (0,42xPAAS) и U (0,71xPAAS).

Индикаторные соотношения элементов Sr/Th, Th/Co, Th/Sc, La/Co и La/Sc показывают, что они очень близки в метапесчаниках и сланцах (табл. 3).

Редкоземельные элементы (РЗЭ)

Суммарное содержание РЗЭ изменяется в метапесчаниках воронцовской серии от 97 до 134 г/т в среднем 119 г/т (табл. 3) из которых почти 107 г/т приходится на легкие РЗЭ (LREE) (табл. 3), что несколько ниже, чем в среднем составе EPG (143 г/т и 129 г/т LREE) [21]. В сланцах разброс значений концентраций РЗЭ (109-260 г/т) выше, чем в метапесчаниках, выше и суммарное их содержание (150 г/т), но отношение $(LREE/HREE)_n$ такое же, как в них. Отметим, что в одном образце обогащенного углеродистым веществом ставролитового сланца (8715/427,5) концентрации всех РЗЭ приблизительно в два раза выше, чем в остальных.

Спектры распределения РЗЭ сланцев и метапесчаников близки (рис. 4, а). Для метапелитов устанавливаются умеренно обогащенные спектры РЗЭ $(La/Yb)_n = 7,3-13,6$, главным образом, за счет сильно фракционированного распределения легких лантаноидов $(La/Sm)_n = 3,21-4,85$ при умеренно фракционированных спектрах тяжелых лантаноидов $(Gd/Yb)_n = 1,22-2,17$ и разных по характеру аномалиях Eu $(Eu/Eu^* = 0,63-1,21$, среднее 0,79) (табл. 3). В метапесчаниках также обогащенные спектры РЗЭ $(La/Yb)_n = 9,44-14,1$ при значительном фракционировании LREE $(La/Sm)_n = 3,64-4,41$ и умеренно фракционированных HREE $(Gd/Yb)_n = 1,57-2,21$ и близких по значениям аномалиях Eu $(Eu/Eu^* = 0,77-0,89$, среднее 0,83).

РЗЭ неодинаково распределены в породообразующих слюдах и гранате. Содержания РЗЭ в биотитах и мусковитах из ставролитовой (обр. 8712/4), ставролит-силлиманитовой (обр. 8713/1 и 8715/2) и мусковит-силлиманитовой (обр. 8371/488) зон в целом ниже, чем в породах (табл. 4, рис. 4, б) за счет уменьшения в слюдах количества LREE при сходном уровне HREE. Самое низкое содержание РЗЭ на уровне первых г/т отмечаются в мусковите из высокотемпературной мусковит-силлиманито-

вой зоны (рис. 4, б). Гранат является концентратом иттрия (562 г/т), циркония (903 г/т), $\Sigma HREE$ (219 г/т).

Интерпретация полученных результатов

Специфика экзогенных преобразований и состав источников сноса

Для определения специфики экзогенных преобразований источников сноса метапесчаников и сланцев воронцовской серии мы использовали такие широко применяемые петрохимические отношения, как индекс химического изменения пород $CIA = 100 \times Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$ [34, 38], индекс зрелости осадков $ICV = (Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O + MgO + CaO + TiO_2) / Al_2O_3$ [23], калиевый модуль K_2O / Al_2O_3 , натриевый модуль Na_2O / Al_2O_3 .

Индекс химического изменения $CIA = 100 \cdot Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)$ характеризует степень выветривания протолитов осадочных пород. Высокие значения индекса (76–100) указывают на интенсивное выветривание источника сноса, тогда как низкие значения (например, менее 50) указывают на отсутствие химического выветривания [5, 18].

Интенсивность химического выветривания в области размыва напрямую коррелируется с палеоклиматом. Для осадочных отложений гумидных обстановок характерен вынос из полевых шпатов кальция, натрия и калия, что ведет к увеличению соотношения алюминия и щелочей в продуктах выветривания. В аридных и гляциальных обстановках в область осадконакопления поступает тонкозернистый, слабо переработанный материал, представленный в основном глинистыми минералами с меньшим содержанием алюминия и значительным количеством неизмененных или слабо измененных полевых шпатов. В качестве критерия для разграничения отложений, формирующихся в гумидных и аридных обстановках, принято считать значение $CIA = 70$ [5].

Значения индекса CIA в метапесчаниках воронцовской серии попадают в достаточно узкий интервал 58,7–67,3 (среднее 62,9) что свидетельствует о невысокой степени выветривания пород в источнике сноса. Для сланцев индекс CIA изменяется в более широких пределах: от 56 до 76, составляя в среднем 68, что свидетельствует, по видимому, о нескольких источниках сноса и об их большей удаленности, большая часть материала из которых характеризовалась умеренным химическим выветриванием пород.

Таблица 3а

Геохимические соотношения в метапесчаниках воронцовской серии

	8186/ 400 ⁷	8731/ 402,5	ВПС/ 3100,1	ВПС/ 3988	ВПС/ 4050	ВПС/ 5574,2	ВПС/ 6013,1	ВПС/ 6031,2
ΣREE	133,8	125,2	132,3	128,5	111,9	103,9	97,8	116,5
ΣLREE	119,6	112,0	118,5	117,1	100,1	93,3	88,0	104,5
ΣHREE	14,2	13,2	13,8	11,4	11,8	10,6	9,8	11,9
(LREE/HREE)n	2,86	2,84	2,93	3,42	2,84	2,95	3,12	2,97
Ce/Ce*	0,97	1,00	0,99	0,98	0,98	0,99	0,98	1,00
Eu/Eu*	0,77	0,83	0,86	0,82	0,89	0,81	0,82	0,80
Cr/Zr	0,50	0,53	0,50	0,40	0,48	0,48	0,50	0,44
La/Sc	3,85	2,69	–	–	–	–	–	–
Th/Sc	0,74	0,49	–	–	–	–	–	–
La/Th	5,18	5,43	5,96	5,35	6,52	5,86	6,35	6,37
Co/Th	2,93	2,98	4,46	3,25	4,92	4,12	4,89	4,53
Th/Co	0,34	0,34	0,22	0,31	0,20	0,24	0,20	0,22
Th/U	3,24	3,29	3,18	3,83	3,04	3,46	3,08	2,84
La/Co	1,77	1,82	1,33	1,65	1,33	1,42	1,30	1,41
Th/Cr	0,04	0,04	0,04	0,06	0,04	0,04	0,04	0,05
Cr/Th	22,36	22,39	22,86	17,58	23,76	23,26	22,29	20,00
Zr/Th	44,91	42,39	46,15	43,48	49,72	48,93	44,89	45,07
(La/Sm)n	4,09	3,75	3,87	4,41	3,87	4,02	3,64	3,71
(La/Yb)n	10,76	9,44	11,50	14,10	11,52	11,22	12,68	11,51
(Gd/Yb)n	1,79	1,57	2,06	1,88	1,96	1,85	2,21	2,02
Th/Ni	0,11	0,08	0,09	0,13	0,10	0,10	0,09	0,11
Sc/Th	1,35	2,02	–	–	–	–	–	–
Zr/Nb	26,00	22,16	18,58	24,65	18,07	21,30	17,39	17,44
Zr/Y	13,88	13,36	12,14	14,94	11,46	12,89	11,79	10,70
Ni/Co	3,20	3,96	2,40	2,35	2,01	2,53	2,22	2,06
V/Ni	2,03	1,79	2,42	2,84	2,77	2,41	2,57	2,80
Cr/V	1,17	1,06	0,88	0,81	0,87	0,93	0,80	0,77
Cr/Ni	2,38	1,90	2,14	2,30	2,40	2,23	2,06	2,14
HREE/Zr	0,06	0,07	0,07	0,05	0,07	0,06	0,07	0,07
V/(V+Ni)	0,67	0,64	0,71	0,74	0,73	0,71	0,72	0,74
Mo/Mn	0,0048	0,0019	–	–	–	–	–	–

Таблица 3б

Геохимические соотношения в сланцах воронцовской серии

	548с	583с/3	809/19	831/6	7522/308а	8197/452	8384/4306 ⁷	8715/427,5	7308
ΣREE	150,7	177,3	125,9	151,2	173,7	141,6	140,9	260,4	149,1
ΣLREE	136,2	161,1	113,4	137,0	157,7	126,1	129,1	232,0	134,2
ΣHREE	14,5	16,2	12,5	14,2	16,0	15,5	11,8	28,4	15,0
(LREE/HREE)n	3,14	3,35	3,06	3,23	3,33	2,80	3,64	2,80	3,10
Ce/Ce*	1,08	1,06	1,03	1,08	1,07	0,97	0,97	0,98	1,03
Eu/Eu*	0,83	0,76	0,74	0,70	0,69	0,67	0,77	0,81	0,66
Cr/Zr	1,28	1,16	1,13	0,57	1,14	0,87	1,50	0,39	0,85
La/Sc	1,85	2,17	1,52	2,93	2,22	2,07	3,20	4,54	1,68
Th/Sc	0,34	0,41	0,39	0,79	0,37	0,43	0,70	0,89	0,40
La/Th	5,44	5,32	3,92	3,70	5,93	4,75	4,55	5,12	4,20
Co/Th	3,39	2,87	3,28	1,86	3,86	2,83	3,96	2,01	3,27
Th/Co	0,30	0,35	0,30	0,54	0,26	0,35	0,25	0,50	0,31
Th/U	2,57	2,76	2,78	2,49	2,90	3,53	1,25	3,03	4,41

La/Co	1,61	1,85	1,20	1,99	1,54	1,68	1,15	2,55	1,28
Th/Cr	0,04	0,04	0,03	0,08	0,04	0,05	0,03	0,11	0,05
Cr/Th	28,15	24,49	28,91	11,95	24,14	21,33	28,73	8,81	18,78
Zr/Th	22,04	21,16	25,47	20,80	21,21	24,50	19,15	22,57	22,17
(La/Sm)n	3,72	4,31	3,68	4,52	3,58	3,47	4,85	4,09	3,29
(La/Yb)n	11,72	13,16	11,25	12,16	12,34	9,73	13,63	10,82	11,08
(Gd/Yb)n	1,93	1,94	1,91	1,70	2,07	1,77	1,65	1,86	2,08
Th/Ni	0,09	0,10	0,10	0,19	0,08	0,10	0,09	0,16	0,07
Sc/Th	2,94	2,45	2,58	1,26	2,67	2,30	1,42	1,13	2,50
Zr/Nb	14,34	15,05	17,34	15,47	12,55	14,00	7,95	19,68	17,33
Zr/Y	6,04	6,13	9,48	9,33	6,47	8,26	9,71	6,89	7,57
Ni/Co	3,36	3,46	3,13	2,80	3,17	3,43	2,77	3,17	4,38
V/Ni	2,44	2,70	2,57	2,94	2,30	2,25	2,46	1,82	1,44
Cr/V	1,01	0,91	1,09	0,78	0,86	0,98	1,07	0,76	0,91
Cr/Ni	2,47	2,46	2,81	2,30	1,97	2,20	2,63	1,38	1,31
HREE/Zr	0,12	0,11	0,08	0,08	0,13	0,11	0,09	0,12	0,10
V/(V+Ni)	0,71	0,73	0,72	0,75	0,70	0,69	0,71	0,64	0,59
Mo/Mn	0,0043	0,0078	0,0113	0,0140	0,0070	0,0021	0,0503	0,0047	–

Продолжение табл. 36

	7219	249	834	ВПС/3459,2	ВПС/3611	ВПС/3621	ВПС/4782	ВПС/5957,1	ВПС/6055
ΣREE	129,3	109,7	116,8	128,6	132,0	135,5	134,4	221,3	125,3
ΣLREE	113,9	98,5	105,0	113,3	116,5	119,8	117,7	195,9	111,1
ΣHREE	15,4	11,2	11,9	15,3	15,4	15,7	16,7	25,4	14,2
(LREE/HREE)n	2,44	2,87	2,97	2,60	2,60	2,64	2,44	2,69	2,68
Ce/Ce*	1,00	1,01	1,01	0,99	0,99	0,99	1,01	0,97	1,01
Eu/Eu*	0,85	1,21	0,87	0,75	0,88	0,80	0,78	0,63	0,77
Cr/Zr	0,64	0,67	0,57	0,65	0,60	0,60	0,71	0,75	0,68
La/Sc	1,55	1,79	1,76	–	–	–	–	–	–
Th/Sc	0,32	0,41	0,32	–	–	–	–	–	–
La/Th	4,89	4,37	5,52	5,06	5,41	5,38	5,22	4,98	5,18
Co/Th	3,17	2,86	3,66	5,66	5,58	5,94	6,31	5,63	6,88
Th/Co	0,32	0,35	0,27	0,18	0,18	0,17	0,16	0,18	0,15
Th/U	3,77	4,19	3,92	2,71	2,96	3,12	3,22	3,40	3,04
La/Co	1,54	1,53	1,51	0,89	0,97	0,91	0,83	0,88	0,75
Th/Cr	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,05	0,05
Cr/Th	20,04	18,81	28,42	19,32	20,12	19,32	22,38	19,80	20,34
Zr/Th	31,10	28,19	49,55	29,88	33,82	32,47	31,45	26,29	29,77
(La/Sm)n	3,61	3,65	3,43	3,48	3,54	3,47	3,32	3,45	3,21
(La/Yb)n	7,33	12,82	11,11	9,54	9,41	9,54	8,72	10,10	9,95
(Gd/Yb)n	1,22	2,17	1,90	1,96	1,84	1,92	1,91	2,01	2,04
Th/Ni	0,09	0,08	0,06	0,07	0,08	0,08	0,07	0,08	0,07
Sc/Th	3,15	2,44	3,14	–	–	–	–	–	–
Zr/Nb	18,30	19,78	30,85	11,81	13,70	12,44	13,11	12,37	12,46
Zr/Y	6,46	9,47	12,00	7,50	7,87	7,69	6,84	6,87	7,72
Ni/Co	3,33	4,34	4,32	2,50	2,16	2,05	2,25	2,13	2,23
V/Ni	1,74	1,54	1,48	1,94	2,31	2,29	2,17	2,00	1,97
Cr/V	1,09	0,98	1,22	0,70	0,72	0,69	0,73	0,83	0,67
Cr/Ni	1,90	1,52	1,80	1,36	1,67	1,58	1,58	1,65	1,33
HREE/Zr	0,10	0,08	0,06	0,10	0,09	0,10	0,11	0,11	0,10
V/(V+Ni)	0,63	0,61	0,60	0,66	0,70	0,70	0,68	0,67	0,66
Mo/Mn	–	–	–	–	–	–	–	–	–

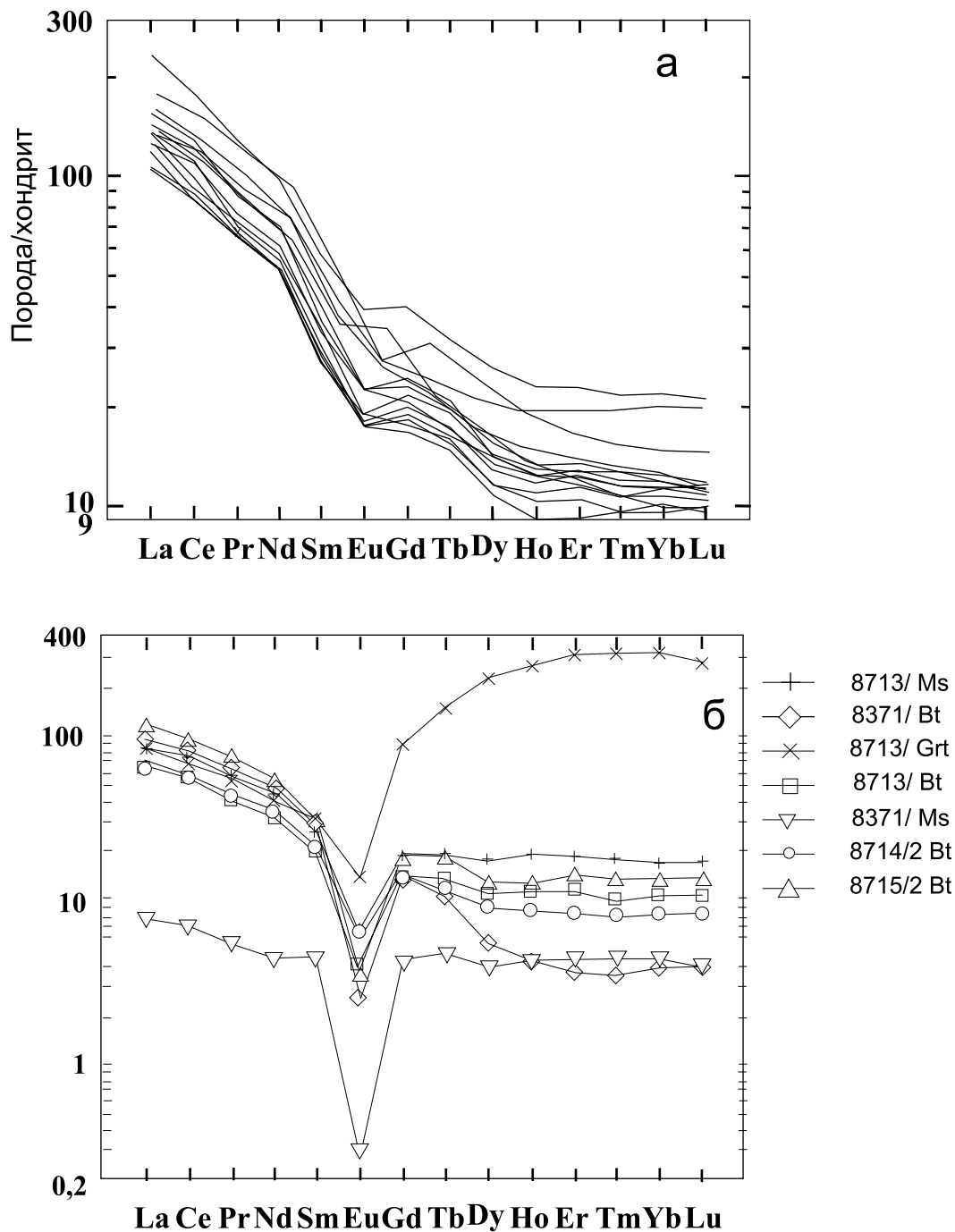


Рис. 4. Распределение REE, нормализованное к составу хондрита: а – в метаморфических породах воронцовской серии, б – в минералах из сланцев воронцовской серии

Неглинистые минералы имеют более высокое отношение главных катионов к Al_2O_3 , чем глинистые минералы, так что неглинистые минералы имеют более высокое ICV. Например, ICV уменьшается в следующем порядке: для пироксенов и амфиболов ($\approx 10-100$), биотита (≈ 8), калиевого полевого шпата ($\approx 0,8-1$), плагиоклаза ($\approx 0,6$), мусковита и иллита ($\approx 0,3$), монтмориллонита ($\approx 0,15-0,3$) и каолинита ($\approx 0,03-0,05$) [23]. Таким образом, незрелость глинистых сланцев (shales) с

высоким процентом неглинистых силикатных минералов будет характеризоваться значениями ICV более 1,0. Такие отложения часто устанавливаются в тектонически активных обстановках [37]. В противоположность этому более зрелые глинистые породы, состоящие в основном из глинистых минералов, имеют значение ICV менее 1,0 [23]. Такие породы образуются в условиях кратонов в спокойных обстановках [41]. Также они могут быть установлены в районах интенсивного выветривания.

Содержание малых и редких элементов в силикатных минералах из метаморфических пород воронцовской сериш, ррт

Элемент	8712/4Bt	8715/2Bt	8713/Bt	8713/Ms	8713/Grt	8371/Bt	8371/Ms
Li	1544	1045	1246	322	37,3	363	1140
Be	0,12	0,43	0,66	0,21	0,21	0,70	6,8
Sc	48,4	52,3	45,6	22,8	120	44,0	30,1
V	321	418	466	284	61,5	378	13,9
Cr	343	919	1066	1113	146	327	14,2
Co	63,6	59,4	56,7	61,2	16,2	42,7	0,57
Ni	233	232	204	225	15,2	115	2,3
Cu	27,6	83,3	15,8	14,7	4,1	16,9	5,4
Zn	350	340	362	409	92	409	100
Ga	44,5	35,2	37,6	41,1	13,9	35,6	105
As	1,2	9,7	2,2	2,1	1,2	2,8	0,89
Se	<ПО	<1	<ПО	<1,2	<15	<ПО	<ПО
Rb	434	360	289	9,7	9,5	357	915
Sr	11,0	8,5	9,4	16,0	7,9	9,6	7,6
Y	13,4	23,3	17,8	30,2	561,9	6,6	8,1
Zr	108	99,1	126	136	903	164	100
Nb	24,1	27,8	23,2	5,2	1,4	27,0	115
Mo	0,29	1,2	0,95	0,43	0,39	0,31	0,53
Ag	1,5	1,2	1,8	1,4	1,4	0,48	3,6
Cd	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	0,83	0,45	<ПО
Sn*	13,6	13,0	8,5	2,9	1,2	4,4	59,4
Sb	0,32	0,51	0,52	0,54	0,37	1,1	0,15
Cs	148	69,9	102	3,3	0,7	28,1	38,7
Ba	1228	1997	1912	76,7	123	1496	22,9
La	15,9	27,8	15,3	19,8	20,1	23,0	1,8
Ce	34,9	59,9	34,0	46,8	41,9	50,4	4,4
Pr	4,2	7,2	3,9	5,5	5,2	6,1	0,53
Nd	16,6	25,9	14,9	21,1	19,2	22,5	2,1
Sm	3,3	4,8	3,0	4,1	4,9	3,9	0,68
Eu	0,37	0,21	0,23	0,39	0,82	0,15	0,016
Gd	2,8	3,8	2,8	3,9	18,6	2,9	0,87
Tb	0,45	0,68	0,51	0,73	5,6	0,4	0,18
Dy	2,3	3,3	2,8	4,4	56,7	1,4	1,0
Ho	0,49	0,74	0,64	1,1	14,9	0,24	0,24
Er	1,4	2,4	1,9	3,1	52,1	0,62	0,72
Tm	0,21	0,35	0,26	0,46	8,1	0,09	0,11
Yb	1,4	2,3	1,8	2,9	55,4	0,67	0,76
Lu	0,22	0,35	0,27	0,43	7,2	0,10	0,10
Hf	2,7	2,5	3,0	3,2	17,1	4,0	2,4
Ta	1,8	2,2	1,8	0,52	0,27	2,2	9,1
W	0,54	1,0	0,60	0,30	0,37	1,0	7,3
Tl	1,9	1,5	1,2	0,059	0,057	1,6	3,1
Pb	7,1	6,9	4,8	5,2	6,4	7,7	3,7
Bi	0,29	0,17	0,13	0,084	0,073	0,43	0,094
Th	4,5	6,2	3,9	4,5	4,7	6,5	2,5
U	1,2	1,3	1,2	1,7	3,1	1,5	2,5
ΣREE	84,54	139,73	82,31	114,71	310,72	112,47	13,506
ΣLREE	74,9	125,6	71,1	97,3	91,3	105,9	9,51
ΣHREE	9,64	14,13	11,21	17,41	219,42	6,57	4,00

Для метапесчаников воронцовской серии индекс ICV изменяется в широких пределах от 0,78 до 1,35 (в среднем 1,05). Еще более широкий интервал (0,62–1,36, среднее 0,96) отмечается в сланцах воронцовской серии, подтверждая предположение о нескольких источниках сноса и то, что поступавший терригенный материал мог иметь различную степень зрелости. Показателем исходного состава пород может служить соотношение K_2O/Al_2O_3 (калиевый модуль). По нему можно судить о соотношении калиевого полевого шпата и плагиоклаза, а также о том, какие глинистые минералы могли присутствовать в протолите [23]. Отношение K_2O/Al_2O_3 уменьшается в следующем порядке: калиевый полевой шпат ($\approx 0,4-1,0$), иллит ($\approx 0,3$), другие глинистые минералы (≈ 0). Глинистые сланцы с соотношением K_2O/Al_2O_3 выше, чем 0,5 предполагают значительное количество КППШ относительно других минералов в протолите (поступление из областей сноса петрогенного материала кислого состава).

Повышенные содержания подвижных элементов (Mg, Ca, Na, Sr) и пониженные малоподвижных (Zr, Hf, Sc) относительно состава постархейских сланцев являются результатом невысокого индекса химического выветривания CIA. Такие геохимические характеристики отвечают образованию осадков в тектонически активных обстановках со слабо проявленным химическим выветриванием пород разнообразного состава: от кислых до основных.

Отношение K_2O/Al_2O_3 в метапесчаниках воронцовской серии находится в интервале 0,07–0,24, среднее – 0,15, что совпадает со значениями этого показателя для среднего состава палеопротерозойских граувакк [21]. Для сланцев это соотношение выше: 0,11–0,28 (среднее 0,20), что отвечает PAAS. Низкие значения K_2O/Al_2O_3 предполагают, что количество гранитов в источнике сноса было незначительно, хотя K_2O может выноситься из системы и в результате других процессов [27]. Исходя из этого, можно полагать, что протолитами сланцев и метапесчаников воронцовской серии были не только кислые породы гранитного состава.

Поступление в область седиментации довольно высоких (≈ 200 г/т и выше) концентраций РЗЭ типично при значительном преобладании в областях размыва пород кислого состава. В породах воронцовской серии суммарное содержание редких земель составляет (97,8–177,1) (за исключением образцов 8715/427,5 и ВПС/2864–2870), что пред-

полагает подчиненное количество гранитоидов в источниках сноса. Повышенные содержания MgO, Cr, Ni и Co в метаосадках воронцовской серии являются индикатором присутствия в них пирогенной составляющей основного состава.

Отсутствие значительной отрицательной Eu аномалии в метапесчаниках и сланцах воронцовской серии предполагает преобладание андезитовых и/или базальтовых пород и отсутствие значительных количеств калиевых гранитов в источнике сноса [37].

Поскольку значения индикаторных отношений элементов Cr/Th, Th/Co, Th/Sc, La/Co и La/Sc в метапесчаниках и сланцах очень близки, мы их будет рассматривать вместе. Их анализ позволяет сделать следующие заключения. Значения Cr/Th = (8,79–29,05, среднее 21,50) и Th/Co = 0,15–0,54 (среднее 0,27) в породах воронцовской серии являются признаком присутствия базитовых пород в источнике сноса, отношения Th/Sc (0,32–0,89, среднее 0,50) и La/Co (0,75–2,55, среднее 1,41) предполагают источник сноса смешанного или андезитового состава, а La/Sc (1,53–4,54, среднее 2,42) преобладание кислых пород в области размыва [22, 25, 26].

Отношение Th/U в большинстве верхнекорковых пород находится в интервале 3,5–4,0 [33]. При выветривании или переотложении обычно происходит потеря U, что приводит к увеличению Th/U отношения до более 4,0. Дефицит высокозарядных элементов в метаосадках воронцовской серии, а также значения Th/U отношения (1,24–4,41, среднее 3,19) предполагает присутствие в источниках сноса не только кислых пород и невысокую степень их выветривания.

Специфика условий осадконакопления

Как уже упоминалось при описании пород воронцовской серии, для слабо метаморфизованных песчаников (гранатовая зона) иногда характерна плохая сортированность обломков, невысокая степень зрелости, отсутствие хомогенных сульфатных осадков, что свидетельствует о достаточно быстром осадконакоплении песчаниковых толщ за счет проксимального источника. При формировании глинистых осадков воронцовской серии были задействованы более удаленные (дистальные) источники сноса. В поле развития пород воронцовской серии встречаются горизонты углеродистых сульфидсодержащих сланцев и графитовых гнейсов (Сухоярское месторождение графита в гней-

сах воронцовской серии). Это свидетельствует о контрастных режимах осадконакопления.

Химические модули Mo/Mn [3, 13] и V/(V+Ni) [29, 30] используются в качестве показателей окислительно-восстановительных особенностей придонных вод. В бассейнах с сероводородным заражением величина Mo/Mn варьирует от 0,0n до 0,n ед., тогда как в хорошо аэрируемых водоемах она составляет существенно менее 0,00n. Значения V/(V+Ni) в осадках умеренно бескислородных обстановок менее 0,65–0,70, а в отчетливо выраженных редокс-условиях поднимаются почти до 1,0. В породах воронцовской серии отношение V/(V+Ni) составляет 0,59–0,75, а Mo/Mn тысячные доли, что свидетельствует об отсутствии сероводородного заражения и выраженных редокс-условий при осадконакоплении.

Обращает на себя внимание отсутствие резкого фракционирования элементов, характерных для стойких россыпеобразующих минералов-концентраторов тяжелой фракции (Zr, Hf, Ti, Nb), что также говорит о слабом влиянии процессов дифференциации вещества при осадконакоплении.

Обогащенность метапесчаников цирконием обусловлена его концентрацией в цирконе, который накапливается преимущественно в метапесчаниках – осадках, сформированных за счет кислого циркон-содержащего источника. Содержание Zr и Hf контролируется цирконом, что подтверждается очень высоким коэффициентом парной корреляции Zr и Hf ($r = 0,99$) и отношением Zr/Hf в породах воронцовской серии – 30–40, которое полностью совпадает с таким отношением в кристаллах циркона [19].

Обсуждение результатов и выводы

Тектоническая позиция

Анализ распределения петрогенных, редких и редкоземельных элементов позволяет сделать ряд заключений о генезисе флишоидной толщи воронцовской серии. Граувакково-глинистые отложения воронцовской серии формировались в близбереговых мелководных шельфовых обстановках, при отсутствии сероводородного заражения и выраженных редокс-условий при осадконакоплении.

Отложения активных континентальных окраин характеризуются умеренным количеством РЗЭ, некоторым обогащением LREE, незначительными отрицательными европейскими аномалиями с большим разбросом значений ($Eu/Eu^* = 0,60–1,0$) [31]. Именно такие характеристики присущи ме-

таморфизованным граувакково-сланцевым отложениям воронцовской серии.

Среднее значение Th/U отношения, не превышающее 3,0 вместе с незначительной отрицательной европейской аномалией и значениями отношения Th/Sc = 0,3–0,9, свидетельствует, что большая часть терригенного материала поступала из островных дуг [28, 32]. На диаграмме в координатах $Eu/Eu^* - (Gd/Yb)_n$ (рис. 5) точки составов пород воронцовской серии попадают в поле постархейских тектонически активных обстановок с вулканизмом и в область перекрытия этого поля с полем постархейских кратонных осадков. На дискриминантных диаграммах тектонических обстановок М. Бхатии и К. Крука [20] составы метаграувакк воронцовской серии попадают преимущественно в поле континентальных островных дуг (рис. 6). В метаосадках воронцовской серии отношение $(La/Yb)_n$ составляет 7,33–15,61, что может свидетельствовать об их формировании за счет размыва магматических пород с фракционированными спектрами РЗЭ, что характерно для зрелых островных дуг.

Из вышеизложенного следует, что накопление происходило в тектонически активных обстановках со слабо проявленным химическим выветриванием пород разнообразного состава: от кислых до основных. Эти данные согласуются с выводами А. Щипанского с соавторами [17], что отложения воронцовской серии в тектоническом аспекте представляют собой мощную аккреционную призму, сформировавшуюся на активной континентальной окраине.

Таким образом, на интервале 2150–2300 млн лет на границе Сарматии существовала горная страна, при разрушении которой терригенный материал поступал в обширный относительно мелководный морской бассейн. О поступлении обломочного материала с востока свидетельствует омоложение Sm-Nd изотопных дат от Калач-Эртильского (западного) блока к Балашовскому (восточному) блоку [1].

Источники сноса

Четыре образца метаосадков воронцовской серии, включая метапелит и три метапесчаника, показывают широкий интервал вариаций модельных возрастов T_{DM} (Nd) от 2.12 до 2.85 млрд лет и изотопного состава неодима (Nd от +5.2 до -5.3), пересчитанного на возраст 2102 млн лет (предполагаемое время метаморфизма пород). Это указывает на то, что формирование осадков воронцовской серии происходило за счет разрушения как

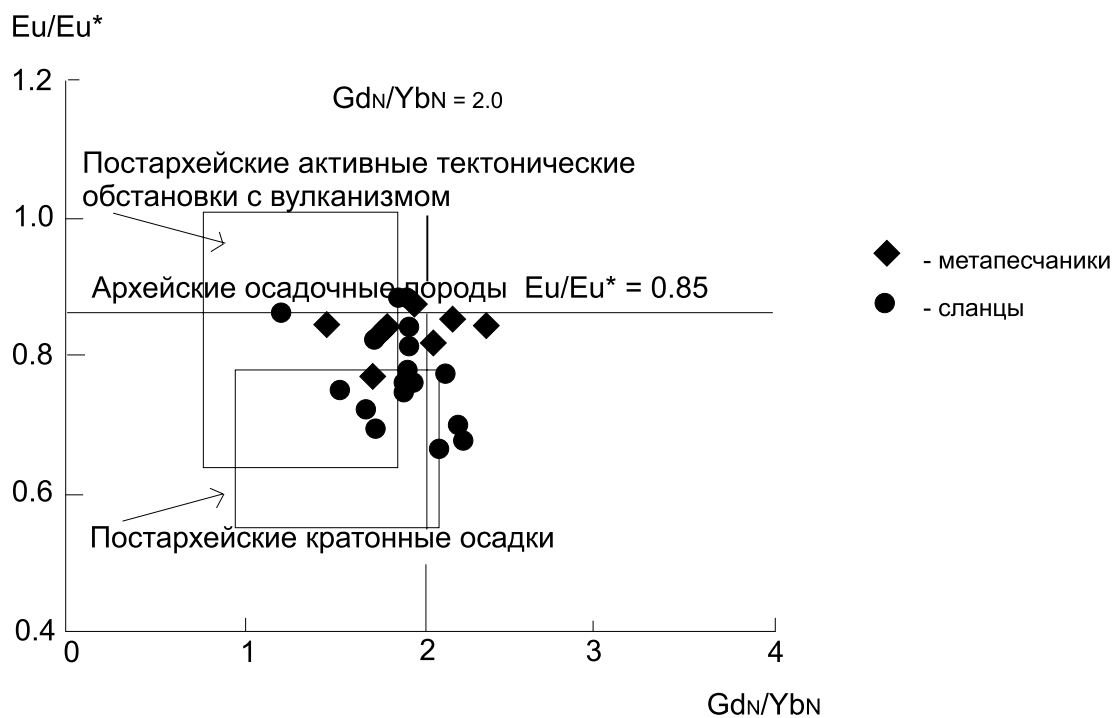


Рис. 5. Диаграмма в координатах Eu/Eu^* -(Gd/Yb)_n

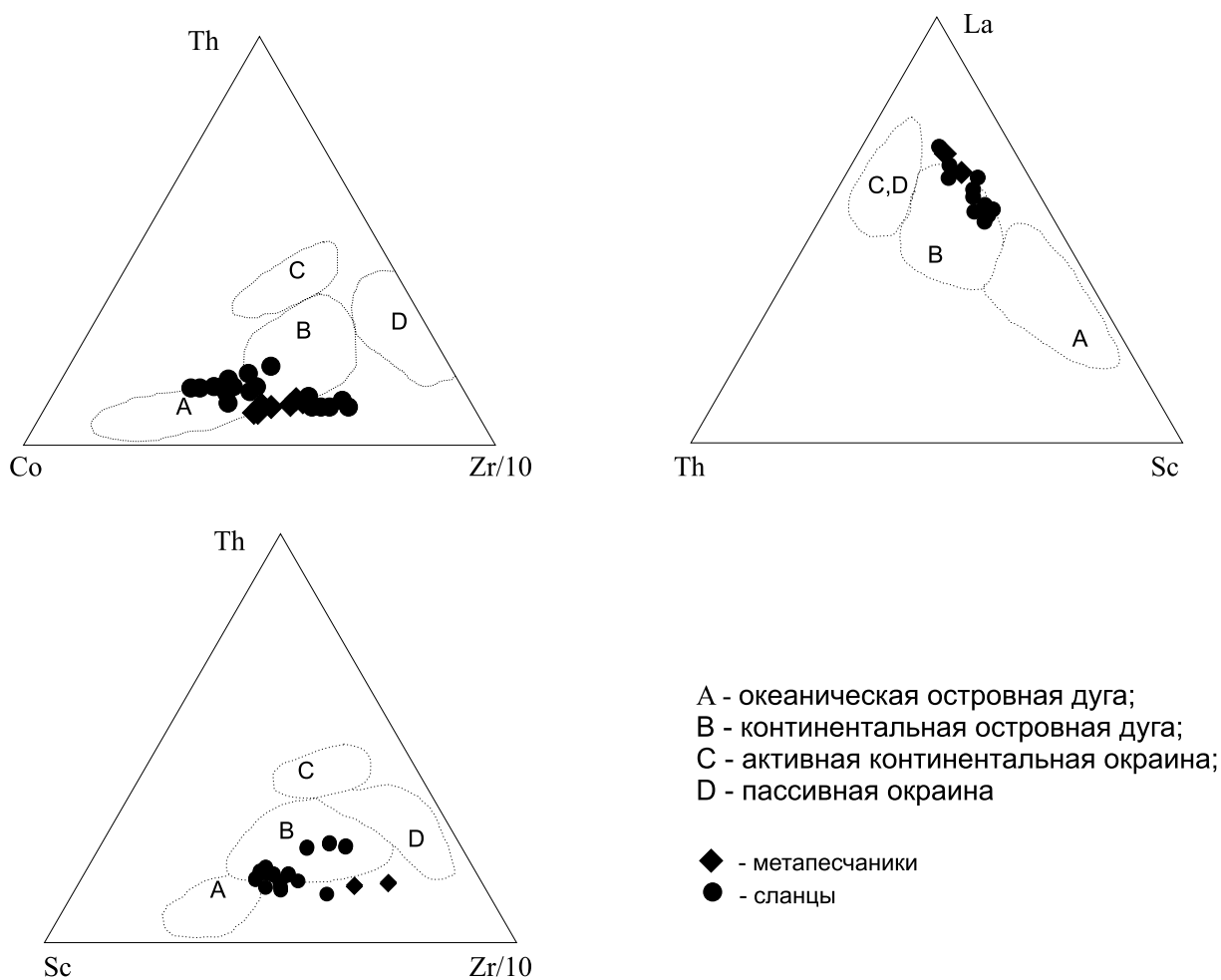


Рис. 6. Дискриминантная диаграмма тектонических обстановок

архейских, так и ювенильных палеопротерозойских источников сноса.

Имеющиеся геологические, изотопно-геохимические и геохронологическими данные позволяют предложить следующие ограничения на возможные источники сноса для осадков воронцовской серии: 1) возраст не менее 2100 и не более 2400 млн лет, локально до 2800 млн лет; и 2) преобладание в области размыва алюмосиликатных пород смешанного кислого, среднего и основного состава. В западной части региона таким ограничениям соответствуют только вулканиты лосевской серии с модельными возрастными (T_{DM} (Nd)) 2.33–2.42 млрд лет), слагающие Липецко-Лосевский ороген, и, в какой-то степени, гнейсы донской серии (T_{DM} (Nd)) 2.56–2.67 млрд лет [17]. Однако вулканиты лосевской серии по химическому составу резко контрастируют с преимущественно алюмосиликатными осадками воронцовской серии. Плаггионолиты известково-щелочной и базальты толеитовой серии [11], включающие парагенезис обогащенных Nb толеитов и кислых вулканитов адакитового типа [17], обогащены кальцием, обеднены REE и отличаются их распределением по отношению к метаосадкам воронцовской серии, что наглядно иллюстрируется диаграммами на рис. 7, 8, 9. Хотя в составе воронцовской серии присутствуют прослои мощностью до 30 см известково-силикатных пород (см. раздел петрография) [8], обогащенных кальцием и обедненных кремнеземом, близких по составу метавулканитам лосевской серии, но они не превышают 3 % от объема всей толщи.

Какие осадки образуются при разрушении пород бимодальной ассоциации лосевской серии прекрасно иллюстрируется на примере метапесчаников воронежской свиты, залегающих на них с размывом и содержащих в базальных горизонтах окатанную гальку плаггионолитов, базальтов и гранитоидов усманского комплекса (2096±4 млн лет [1]). Они формировались в интервале 2030–2050 млн лет [2]. Метапесчаники воронежской свиты зеленовато-серого цвета характеризуются бластосаммитовой структурой и массивной текстурой. Обломки размером 0,2–1 мм имеют окатанную и угловато-окатанную форму и представлены плагиоклазом и кварцем. Цемент состоит из кальцийсодержащих минералов – эпидота, кальцита и доломита. Они резко обогащены кальцием, обеднены глиноземом и REE по сравнению с метапесчаниками воронцовской серии (рис. 8).

Таким образом, метавулканиты лосевской серии не могли быть основным источником сноса для метаосадков воронцовской структуры по петро- и геохимическим ограничениям. Кроме того, для заполнения осадками воронцовской структуры длиной не менее 700 км шириной 200–300 км и мощностью 6–8 км необходимо было разрушение огромного массива палеопротерозойских пород с преобладанием алюмосиликатных разновидностей, признаков которого к западу от нее мы не наблюдаем.

Мегаблок КМА, где преобладают TTG и зеленокаменные области в архее и железисто-кремнистые и терригенные формации в палеопротерозое (Тим-Ястребовская структура в составе Щигровско-Оскольского пояса), был изолирован от «воронцовского бассейна» горными цепями, сложенными преимущественно вулканитами лосевской серии. Об этом с одной стороны свидетельствуют палеопротерозойские изотопные Sm-Nd датировки метаосадков воронцовской серии, с другой стороны отсутствие в них обогащенных магнетитом горизонтов, которые бы служили признаком размыва широко распространенных на КМА палеопротерозойских железистых кварцитов. Усманские гранитоиды с возрастом 2097±3,3 млн лет также не могли участвовать в качестве источника сноса при формировании граувакково-глинистых отложений воронцовской серии, если считать возрастом метаморфизма 2102±4 млн лет [1]. Возможен некоторый вклад архейских серых гнейсов (TTG) Россошанского блока, отделенного в настоящее время от отложений воронцовской серии поясом палингенных гранитоидов Павловского комплекса (рис. 2) с возрастом 2078±4 млн лет [1], и Варваринского архейского (?) блока на южном замыкании воронцовской структуры, но для них пока отсутствуют геохимические и изотопные данные.

Породные комплексы на восточной границе распространения метаосадков воронцовской серии представлены высокоглиноземистыми гранулитами южновожского комплекса с продуктами анатектического плавления – гранитами с кордиеритом и гранатом рахмановского комплекса и основными метавулканитами и гранитами Терсинского мегакомплекса [1]. Sm-Nd изотопные даты 2100–2400 млн лет для гранитоидов и гнейсов южновожского комплекса [1] позволяют рассматривать их в качестве протолита для пород воронцовской серии.

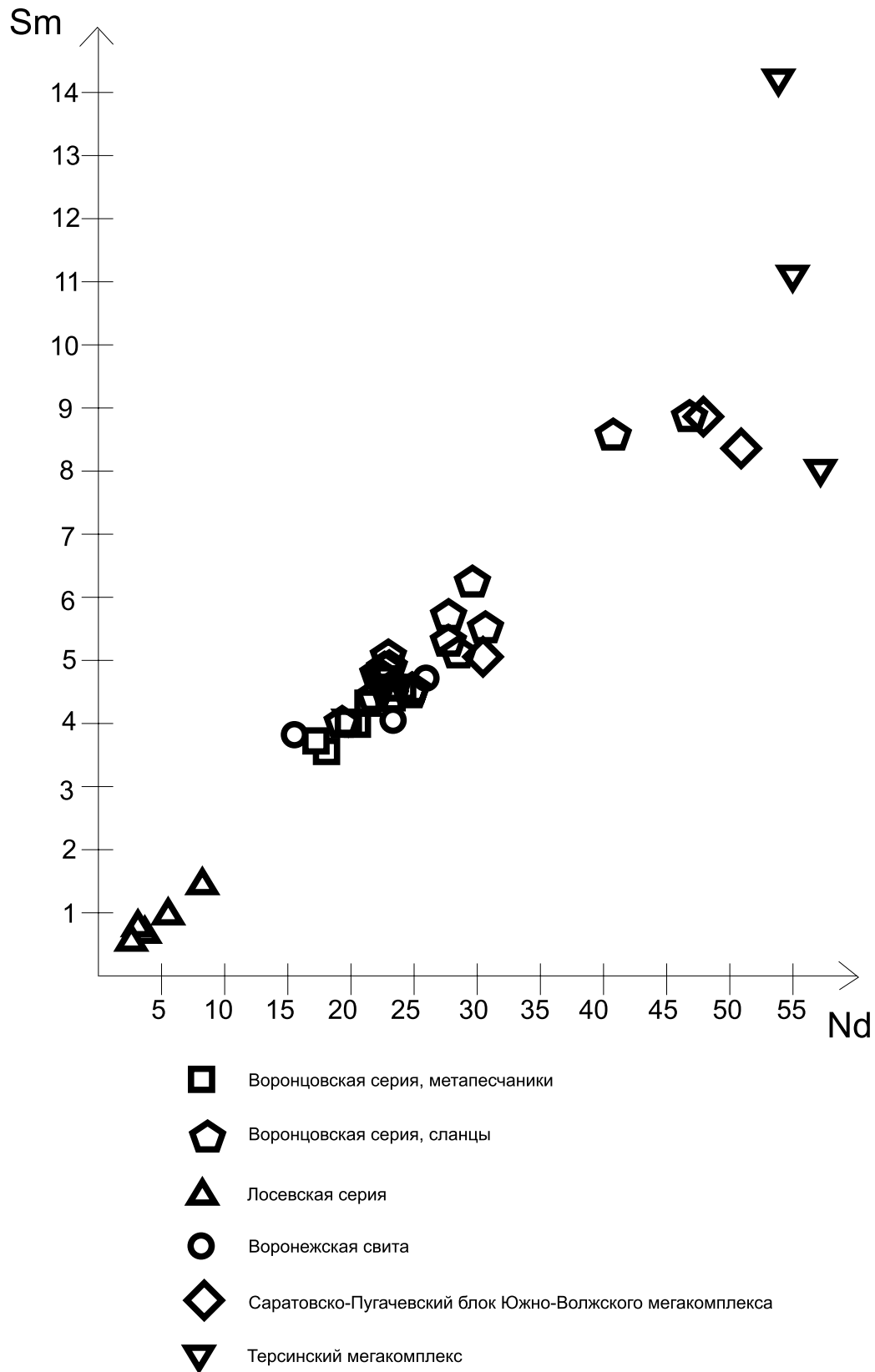


Рис. 7. Диаграмма в координатах Sm-Nd

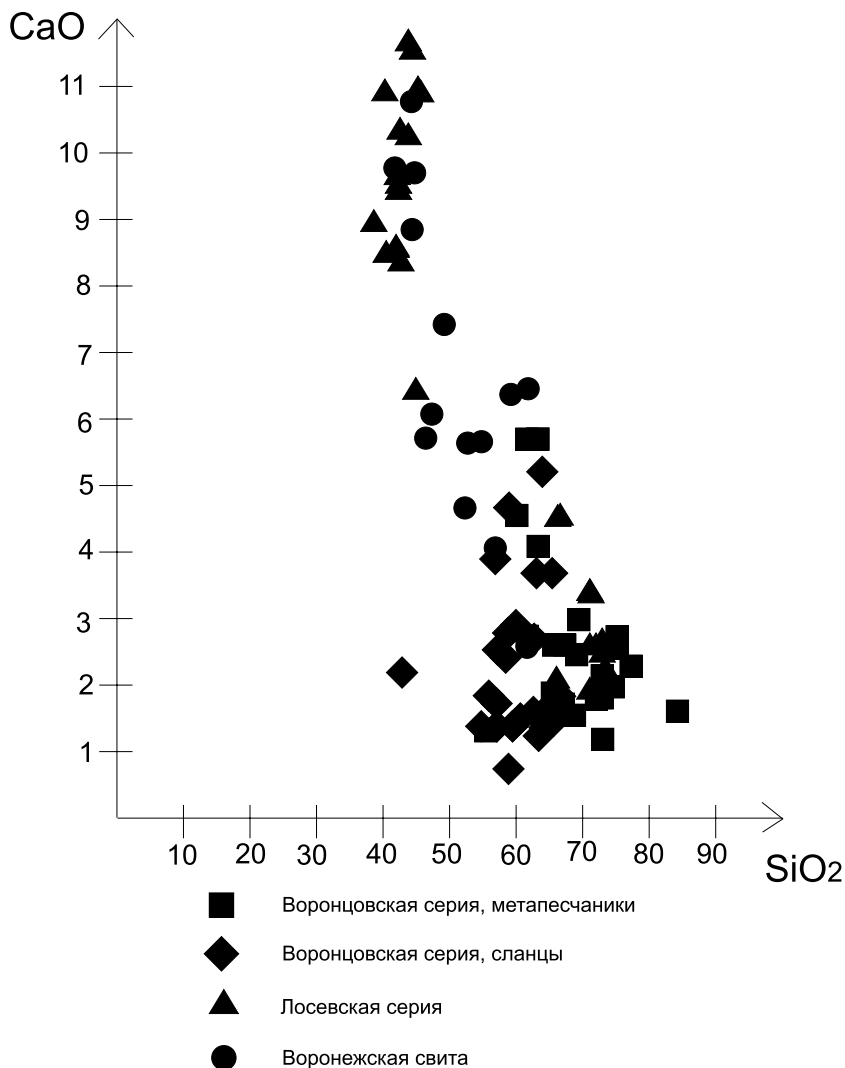


Рис. 8. Диаграмма в координатах CaO-SiO₂

ЛИТЕРАТУРА

1. Бибикина Е. В. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрупных пород и гранитоидов / Е. В. Бибикина [и др.] // Стратиграфия и геологическая корреляция. – 2009. – № 6. – С. 3–16.

2. Бондаренко С. В. Геология, вещественный состав и палеогеодинамическая природа воронежской свиты и сопряженных с ней комплексов (Воронежский кристаллический массив): автореф. дис. ... на соиск. уч. степ. канд. геол.-мин. наук / С. В. Бондаренко. – Саратов. – 2009. – 18 с.

3. Гаврилов Ю. О. Аноксический раннемеловой бассейн Русской плиты: седиментология и геохимия / Ю. О. Гаврилов [и др.] // Литология и полезные ископаемые. – 2002. – № 6. – С. 640–652.

4. Герасимов В. Ю. Геоспидометрия и температурная эволюция гранат-кордиеритовых метapelитов Воронежского кристаллического массива / В. Ю. Герасимов, К. А. Савко // Петрология. – 1995. – Т. 3. – № 6. – С. 563–577.

5. Интерпретация геохимических данных / под ред. Е. В. Склярова. – М.: Интермет Инжиниринг, 2001. – 288 с.

6. Лебедев И. П. Реконструкция первичной природы и условий прогрессивного регионального метаморфизма раннепротерозойских образований воронцовской серии: автореф. дис. ... на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук / И. П. Лебедев. – Воронеж, 1977. – 18 с.

7. Савко К. А. Зональность минералов и прогрессивные метаморфические реакции в среднетемпературных метapelитах воронцовской серии (Воронежский кристаллический массив) / К. А. Савко // Изв. АН СССР. Сер.: Геол. – 1990. – № 11. – С. 79–87.

8. Савко К. А. Зональность известково-силикатных метаморфических пород воронцовской серии востока Воронежского кристаллического массива / К. А. Савко // Изв. РАН. Сер.: Геол. – 1992. – № 2. – С. 27–38.

9. Савко К. А. Низкотемпературные породы в метаморфической зональности воронцовской серии ВКМ / К. А. Савко // Геология и геофизика. – 1994. – № 3. – С. 50–59.

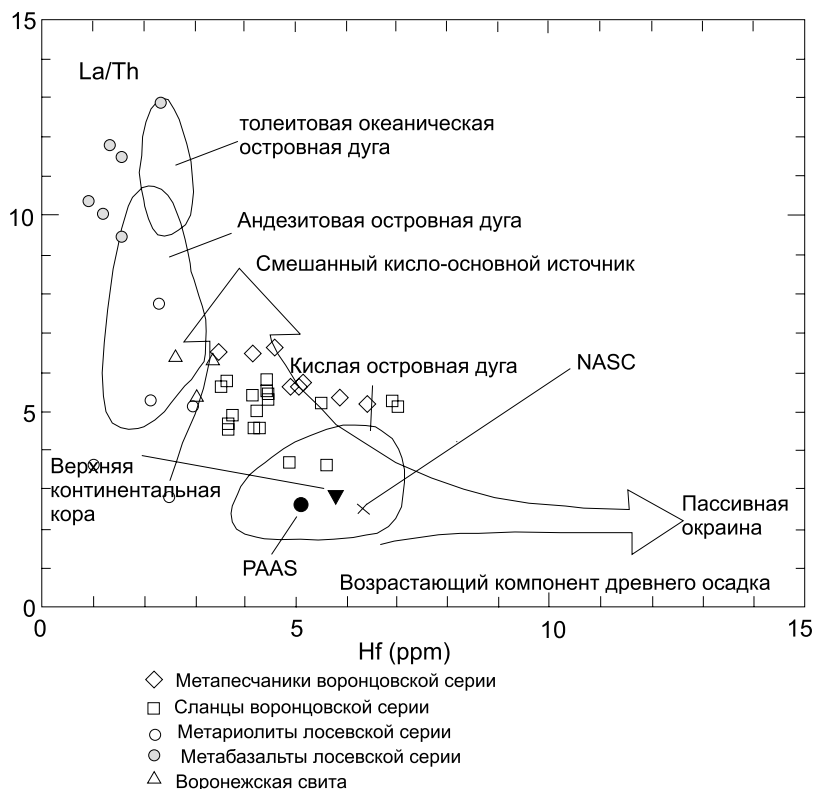


Рис. 9. Диаграмма в координатах La/Th-Hf (по Floyd and Leveridge, 1987)

10. Савко К. А. Петрология и геоспидометрия метаморфических пород востока Воронежского кристаллического массива / К. А. Савко, Ю. В. Герасимов. – Воронеж, 2002. – 131 с.

11. Терентьев Р. А. Метавулканы лосевской серии и их формационная принадлежность (Воронежский кристаллический массив) / Р. А. Терентьев // Вестник Воронеж. ун-та. Геол. – 2002. – № 1. – С. 140–150.

12. Тэйлор С. Р. Континентальная кора: ее состав и эволюция / С. Р. Тэйлор, С. М. МакЛеннан. – М.: Мир, 1988. – 384 с.

13. Холодов В. Н. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов / В. Н. Холодов, Р. И. Недоумов // Изв. АН СССР. Сер.: Геол. – 1991. – № 12. – С. 74–82.

14. Чернышов Н. М. Новые данные о возрасте габбро-долеритовых интрузивов трапповой формации Хоперского мегаблока ВКМ / Н. М. Чернышов [и др.] // Доклады РАН. – 2001. – Т. 380, № 5. – С. 1–3.

15. Чернышов Н. М. Новые данные о возрасте никеленосных дифференцированных плутонов Воронежского кристаллического массива / Н. М. Чернышов, А. Н. Пономаренко, Е. Н. Бартницкий // ДАН УССР. – 1990. – Сер. Б, № 6. – С. 11–19.

16. Шишов В. В. Новые данные по геологическому строению песчаниково-сланцевой толщи воронцовской серии / В. В. Шишов // Геология, петрология, и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. – М.: Недра, 1976. – Т. 2. – С. 230–232.

17. Щипанский А. А. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое / А. А. Щипанский [и др.] // Геотектоника. – 2007. – № 1. – С. 43–70.

18. Asiedu D. K. Geochemistry of lower cretaceous sediments, inner zone of southwest Japan: constraints on provenance and tectonic environment / D. K. Asiedu [et al.] // Geochem. J. – 2000. – V. 34. – P. 155–173.

19. Bauluz B. Geochemistry of Precambrian and Paleozoic siliciclastic rocks from the Iberian Range, NE Spain: implications for source-area weathering, sorting, provenance, and tectonic setting / Bauluz B. [et al.] // Chem. Geol. – 2000. – V. 168. – P. 135–150.

20. Bhatia M.R. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins / M.R. Bhatia, K.A.W. Crook // Contrib. Mineral. Petrol. – 1986. – V. 92. – P. 181–193.

21. Condie K. C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales / K. C. Condie // Chem. Geol. – 1993. – V. 104. – P. 1–37.

22. Condie K.C. Cr/Th ratio in Precambrian pelites from the Kaapvaal Craton as an index of craton evolution / K. C. Condie, D. J. Wronkiewicz // Earth Planet. Sci. Lett. – 1990. – V. 97. – P. 256–267.

23. Cox, R. Controls on sediment composition on a regional scale: a conceptual review / R. Cox, D. R. Lowe // J. Sediment. Res. – 1995. – V. 65. – P. 1–12.

24. Cox R. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in southwestern United States / R. Cox, D. R. Lowe,

- R. L. Cullers // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1995. – V. 59. – P. 1847–1861.
25. Cullers R. L. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies / R. L. Cullers // *Lithos.* – 2000. – V. 51. – P. 181–203.
26. Cullers R. L. Elemental distributions and neodymium isotopic compositions of Silurian metasediments, western Maine, USA: redistribution of the rare earth elements / R. L. Cullers, B. Bock, C. Guidotti // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1997. – V. 61. – P. 2231–2238.
27. Cullers R. L. Geochemistry of the mesoproterozoic Lakhanda Shales in southeastern Yakutia, Russia: implications for mineralogical and provenance control, and recycling / R. L. Cullers, V. N. Podkovyrov // *Precambrian Res.* – 2000. – V. 104. – P. 77–93.
28. Girty G. H. Provenance and depositional setting of Paleozoic chert and argillite, Sierra Nevada, California / G. H. Girty [et al.] // *J. Sedim. Res.* – 1996. – V. 66. – P. 107–118.
29. Hatch J. R. Relationship between inferred redox potential of the formation conditions and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, Kansas, USA / J. R. Hatch, J. S. Leventhal // *Chem. Geol.* – 1992. – V. 99. – P. 65–82.
30. Lewan M. D. Factors controlling the proportionality of vanadium to nickel in crude oils / M. D. Lewan // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1984. – V. 48. – P. 2231–2238.
31. McLennan S. M. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes / S. M. McLennan // *Mineral. Soc. Amer. Rev. Mineral.* – 1989. – V. 21. – P. 169–200.
32. McLennan S. M. Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. Processes controlling the composition of clastic sediments (Johnsson M. J., Basu A., eds.) / S. M. McLennan [et al.] // *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.* – 1993. – V. 284. – P. 21–40.
33. McLennan S. M. Early Proterozoic crustal evolution: geochemical and Nd–Pb isotopic evidence from metasedimentary rocks, Southwestern North America / S. M. McLennan [et al.] // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1995. – V. 59. – P. 1153–1177.
34. Nesbitt H. W. Early proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites / H. W. Nesbitt, G. M. Young // *Nature.* – 1982. – V. 299. – P. 715–717.
35. Rolland Y. Rare earth and trace element mobility in mid-crustal shear zones: insights from the Mont Blanc Massif (Western Alps) / Y. Rolland [et al.] // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2003. – V. 214. – P. 203–219.
36. Stable H. J. Element mobility during incipient granulite formation at Kabbaldurga, Southern India / Stable H. J. [et al.] // *J. Petrol.* – 1987. – V. 28. – P. 803–834.
37. Taylor S. R. The Chemical Evolution of the Continental Crust / S. R. Taylor, S. M. McLennan // *Reviews Geophys.* – 1995. – V. 33. – P. 241–265.
38. Van de Kamp P. C. Petrography and geochemistry of feldspathic and mafic sediments of the northeastern Pacific margin / P. C. Van de Kamp, B. E. Leake // *Trans. Royal Soc. Edinburgh, Earth. Sci.* – 1985. – V. 76. – P. 411–449.
39. Visser J. N. J. Major element geochemistry and paleoclimatology of the permo-carboniferous glaciogene Dwyka Formation and post-glacial mudrocks in Southern Africa / J. N. J. Visser, G. M. Young // *Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecol.* – 1990. – V. 81. – P. 49–57.
40. Vocke R. D. Rare earth mobility in the Roffna Gneiss, Switzerland / R. D. Vocke, Jr. G. N. Hanson, M. Grunfelder // *Contrib. Mineral. Petrol.* – 1987. – V. 95. – P. 145–154.
41. Weaver C. E. Clays, muds, and shales. Elsevier / C. E. Weaver. – Amsterdam, 1989.

Воронежский государственный университет

К. А. Савко, профессор, заведующий кафедрой полезных ископаемых и недропользования

ksavko@geol.vsu.ru

Тел. 8 (473) 222-64-19

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии ИГЕМ РАН

А. В. Самсонов, заведующий лабораторией петрографии ИГЕМ РАН, доктор геолого-минералогических наук

samsonov@igem.ru

Воронежский государственный университет

Н.С. Базиков, аспирант кафедры полезных ископаемых и недропользования

nickolasss@yandex.ru

Тел. 8 (473) 220-86-26

Voronezh State University

K. A. Savko, Professor, the Head of the Chair of Mineral Resource

ksavko@geol.vsu.ru

Tel. 8 (473) 222-64-19

The Institute of Geology of Ore Deposits, Petrography, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences (IGEM RAS)

A. V. Samsonov, the Head of petrographic laboratory of IGEM RAS, Doctor of Geological and Mineralogical sciences

samsonov@igem.ru

Voronezh State University

N.S. Bazikov, post-graduate student, Chair of Mineral Resource

nickolasss@yandex.ru

Tel. 8 (473) 220-86-26