

УДК 553.068.56

МИНЕРАЛЫ-ИНДИКАТОРЫ ПИТАЮЩИХ ПРОВИНЦИЙ РЕДКОМЕТАЛЛЬНО-ТИТАНОВЫХ РОССЫПЕЙ СТАВРОПОЛЬСКОГО СВОДА: ЦИРКОН

© 2022 г. А. В. Чефранова^а *, Р. М. Чефранов^а

^аИнститут геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017 Россия

*e-mail: achefra@mail.ru

Поступила в редакцию 15.03.2022 г.

После доработки 25.03.2022 г.

Принята к публикации 15.04.2022 г.

Проведено комплексное изучение индикаторных свойств циркона редкометалльно-титановых россыпей Ставропольского свода (на примере наиболее разведанного Бешпагирского месторождения), включающее современные методы и подходы, апробированные учеными разных стран. Петрогенетическая типизация циркона осуществлена в соответствии с морфологическими, микроанатомическими особенностями строения зерен, геохронологическими и геохимическими исследованиями состава, а также с учетом термометрии. Полученные данные позволили выделить основные генерации циркона с устойчивым характером распределения нормированных к хондриту редкоземельных и рассеянных элементов (REE) внутри возрастных групп. На этом основании осуществлена привязка к периодам важных геодинамических событий и связанных с ними минералообразующих процессов на Большом Кавказе. Установлена связь состава и U-Pb-датировок циркона Бешпагирского месторождения редкометалльно-титановых россыпей Ставропольского свода с составом пород питающей провинции, развитой в области водосбора рек палео-Кубань и палео-Зеленчуков в пределах Бечасынской зоны и Передового хребта Большого Кавказа. Данный вывод позволил предложить детализированную эволюционную модель формирования россыпей Ставропольского свода и установить связь минерального состава известных на сегодня россыпных участков и месторождений с перемытymi в зоне мелководья конусами выносов палеорек: Синюхинский участок (средний сармат) – палео-Лаба, палео-Уруп; Невинномысский (караган-конк) и Ташлинский (средний сармат) участки – палео-Зеленчуки, палео-Кубань; Калаусский участок (чокрак) и Бешпагирское месторождение (верхний сармат) – палео-Кубань, палео-Зеленчуки; Гофицкое и Камбулатское месторождение (верхний сармат) – реки меньшего порядка, располагающиеся между палео-Кубанью и палео-Малкой.

Ключевые слова: детритовый циркон, U-Pb возраст, редкие и рассеянные элементы в цирконе, палеогеография, Ставропольский россыпной район, Бечасынская зона, Передовой хребет

DOI: 10.31857/S0016777022050021

В песчаных отложениях миоцена (средний, верхний сармат), широко развитых в пределах Ставропольского свода, повсеместно фиксируется шлик тяжелых минералов, содержащих титан и редкие земли, в отдельных районах достигающий промышленно значимых концентраций. На сегодняшний день разведан ряд россыпных месторождений (Бешпагирское, Камбулатское, Константиновское, Гофицкое) и россыпных участков (Невинномысский, Ташлинский, Синюхинский), что позволяет обозначить в пределах свода одноименный россыпной район.

Несмотря на высокую степень геологической изученности редкометалльно-титановых россыпей Ставропольского свода, в литературе широко дискутируются вопросы, связанные с источника-

ми сноса рудных минералов (Гроссгейм, 1961; Рудянов, 2001; Бойко, 2004; Патык-Кара, 2008; Кременецкий, 2011) и, как следствие, существует несколько эволюционных моделей для региона и всей россыпеобразующей системы Предкавказья. Важным шагом в определении питающих провинций Ставропольских россыпей послужили исследования А.А. Кременецкого с коллегами, направленные на изучение изотопно-геохимических особенностей новообразованных кайм цирконов наиболее перспективного Бешпагирского месторождения (Кременецкий и др., 2011). В результате установлено, что регенерационные каймы имеют средний конкордантный возраст 318 ± 2.5 млн лет, а источником сноса россыпей обозначена Бечасынская зона Большого Кавказа.

Если рассматривать Большой Кавказ как основную и единственную питающую провинцию для россыпей Ставрополя, то под вопросом окажутся некоторые фундаментальные представления о моделях формирования крупных россыпных узлов. А именно — недостаточное площадное развитие выходов на дневную поверхность кристаллических пород и недостаточная степень переработки пород области питания процессами химического выветривания, незначительное развитие в составе осадочных пород Кавказа высоkozрелых терригенных и песчано-алевритовых формаций, отсутствие крупных рек III–V порядка с площадью питания не менее 500–1000 км² (Патык-Кара, 2008). Таким образом, на формирование россыпей Ставрополя оказывали влияние иные факторы, на изучение которых стоит обратить особое внимание.

С этой целью, в качестве объекта исследований выбраны до настоящего времени геохимически слабо изученные верхнесарматские редкометалльно-титановые россыпи Ставрополя. Анализ современной изученности верхнесарматских россыпей на предмет геохимической типизации циркона, как индикатора петрогенеза, указывает на фактически полное отсутствие каких-либо опубликованных данных, кроме общих данных по возрасту его регенерационных кайм и статистики встречаемости магматических и метаморфических зерен циркона, основанной на изучении его морфологических и анатомических особенностей (Чефранова, Чефранов, 2016). Таким образом, для выявления первичных источников сноса в пределах Большого Кавказа этих сведений не достаточно, как не достаточно их и для построения моделей эволюционного развития россыпеобразующей системы региона.

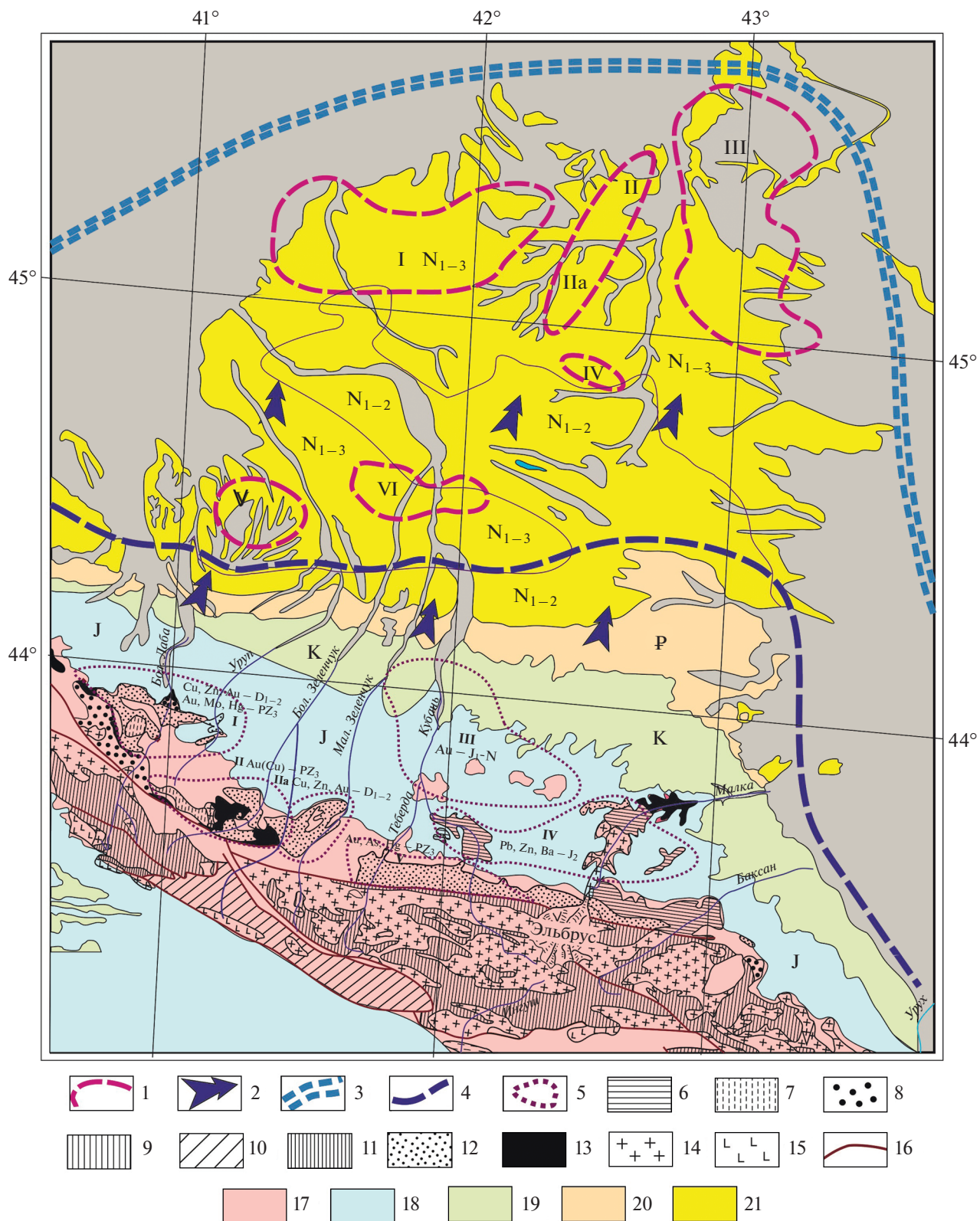
С помощью апробированных методик и высокоточных исследований популяции детритового циркона Бешпагирских россыпей Ставропольского свода получена информация о возрасте, температуре кристаллизации и химизме среды минералообразования материнских горных пород. Что позволило максимально детализировать палеогеографические реконструкции времени

формирования россыпей не только Бешпагирского месторождения, но и всего Ставропольского россыпного района.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

В структурном отношении Ставропольский россыпной район приурочен к одноименному своду, разделяющему Кубанский и Терский прогибы в центральной части Предкавказского сегмента Скифской эпигерцинской плиты. В палеогеографическом отношении Ставропольские россыпи располагаются у южного края субширотного пролива средне-верхнесарматского бассейна, который отделял Русскую плиту от островной суши активно воздымавшегося Большого Кавказа. Позиция россыпей внутри Ставропольского свода характеризуется наличием трех субмеридиональных зон, ориентированных вкrest основному направлению палеоберега, вероятно, связанных с интенсивным перемывом конусов выноса палеорек в условиях регрессирующего бассейна. Также на локализацию россыпных тел вкrest направления палеоберега мог влиять береговой риф, располагающийся вдоль западного склона Ставропольского выступа (Бойко, 2004). Вместе с тем, взаимное положение россыпных объектов и ориентировка гамма-аномалий, которые достаточно уверенно позволяют картировать аккумулятивные тела с повышенным содержанием рудных минералов (Чефранов и др., 2014), заставляют предположить существование регрессивной серии береговых линий, огибавших осевую часть свода и фиксировавших фазы стабилизации уровня моря неогенового палеобассейна. Удастся выделить, по крайней мере, четыре таких линии, последовательно расположенных с юга на север. К ним относятся продуктивные толщи, приуроченные к площадям развития песков чокракского (Калауский участок), караган-конкского (Невинномысской участок), среднесарматского (Синюхинский и Ташлинский участки) и верхнесарматского (Бешпагирское, Камбулатское, Констан-

Фиг. 1. Карта-схема геологического строения Ставропольского редкометалльно-титанового россыпного района с элементами палеогеографии средне-верхнесарматского времени (по Яшину С.Б. и др., ФГУП “Севкавгеология”, 2004, Сомину М.Л. (2000) с изменениями и дополнениями). 1 – Россыпные поля Ставропольского свода (I – Ташлинское, II – Константиновское, III – Бешпагирское месторождение, IV – Правобережное (Гофицкое, Камбулатское месторождения), V – Калауское, VI – Синюхинское, VII – Невинномысское); 2 – направление сноса терригенного материала; 3 – усредненное положение границы литолого-фациальных комплексов мелководной зоны; 4 – предполагаемое положение береговой линии средне-верхнесарматского бассейна; 5 – расположение рудных узлов в области сноса (I – Урупо-Лабинский и Андриукский, II – Марухский, III – Маринский полигенно-полихронный, IV – Кубань-Тырзыльский, V – Кучкур-Кишкитский). Схема доальпийского основания Большого Кавказа: 6 – Бечасынская зона, Бечасынский метаморфический комплекс; 7, 8 – метаморфические комплексы Передового хребта (7 – Ацгаринский, 8 – Блыбский и его аналоги); 9–11 – метаморфические комплексы Главного хребта (9 – Макерский и гнейс-мигматитовый, неразделенные, 10 – Буульгенский и его аналоги, 11 – Лабинский); 12 – средне- и верхнепалеозойские неметаморфизованные комплексы Передового хребта; 13 – офиолиты; 14 – доальпийские гранитоиды; 15 – батские и более молодые гранитоиды; 16 – основные разломы. Площади развития отложений: 17 – доальпийского основания Большого Кавказа; 18 – юрской системы; 19 – меловой системы; 20 – палеогеновой системы; 21 – неогеновой системы.



тиновское, Гофицкое месторождения) возраста (фиг. 1).

Наиболее богатая рудная залежь приурочена к бешпагирской свите верхнесарматского возраста, сложенной толщей тонкозернистых песков с редкими линзами и прослоями кварцевых песчаников с карбонатным цементом и маломощными прослоями глин и глинистых песков. Основные рудные и тяжелые минералы сосредоточены в узком гранулометрическом классе $-0.1 + 0.044$ мм. В тяжелой фракции присутствуют ильменит (40.1%), лейкоксен (10.9%), рутил (13.0%), циркон (10.7%), а также хромит, магнетит, гранат, эпидот, ставролит, кианит, силлиманит, монацит.

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Для изучения выбраны порядка 300 зерен циркона, выделенные методом квартования из технологического цирконового концентрата (ООО “Техноцентр”) Бешпагирского месторождения. В ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург) зерна были имплантированы в эпоксидную шайбу. Следующим за пробоподготовкой этапом было получение изображений циркона в проходящем и отраженном свете, обратно рассеянных электронах (BSE) и катодолюминисцентных (CL) снимков, на которых видна внутренняя структура, трещиноватость и включения.

При выборе зерен циркона для датирования учитывались их морфологические и микроанатомические особенности с целью охватить как можно больший диапазон предполагаемых генетических типов, вместе с тем не упуская из виду дальнейшие возможности статистического сравнения полученных результатов. Поэтому было намечено несколько групп зерен для каждой предполагаемой популяции на основании вышеописанных признаков. Имея в виду геохронологическую “память” циркона, для датирования выбирались те участки, которые могли бы носить информацию о последнем геологическом событии, повлиявшем на структуру зерна. В первую очередь предпочтение отдавалось каймам, участкам зерен, носящим следы перекристаллизации, измененным зернам и внешним структурам зональных зерен, не содержащих дефектов и включений.

При исследовании циркона из осадочных пород необходима статистически представительная выборка количеством не менее 70–100 зерен. Оптимальным методом U-Pb датирования для такого количества зерен является лазерно-абляционная методика LA-MC-ICPMS с размером кратера опробования 40 мкм. Большая часть зерен датирована этим методом. Локальное U-Pb датирование тонких кайм и зерен размером менее 100 мкм проводилось при помощи вторично-ионного

масс-спектрометра SHRIMP_II с размером кратера опробования 20 мкм.

U-Pb изотопно-геохронологические исследования зерен циркона Бешпагирского месторождения россыпей проводились при помощи вторично-ионного масс-спектрометра SHRIMP_II и лазерно-абляционной методики LA-MC-ICPMS ThermoFinnigan Neptune/DUV-193 в ЦИИ ВСЕГЕИ г. Санкт-Петербург по стандартным методикам (Williams, 1998). В результате проведенных U-Pb изотопно-геохронологических исследований выделены основные возрастные группы детритовых зерен циркона, включающие совокупности датировок для трех и более зерен.

Определение содержаний редких и рассеянных элементов (REE) в цирконе было выполнено в ЯФ ФТИАН (г. Ярославль) на ионном микрозонде Cameca IMS-4f по стандартной методике (Федотова и др., 2008). Размер анализируемого участка циркона, свободного от микровключений других минералов, не превышал в диаметре 20 мкм. Относительная ошибка измерения для большинства элементов составляла 10–15%. Порог обнаружения элементов в среднем 10 ppb. Определено содержание 11 лантаноидов, Li, Ti, Sr, Y, Nb, Ba, Th и U, а также рассчитаны наиболее важные геохимические параметры, включающие величины: Th/U отношения, Eu- и Ce-аномалий, Σ REE, Σ LREE, Σ HREE и нормированные по хондриту отношения (Lu/La)_n, (Lu/Gd)_n и (Sm/La)_n. При построении спектров распределения состав циркона нормировался к составу хондрита CI (McDonough, Sun, 1995).

Температура кристаллизации циркона рассчитана с помощью титанового геотермометра, предложенного и откалиброванного Е. Ватсоном (Watson et al., 2006), основанном на зависимости содержания Ti в цирконе от активности независимых фаз TiO₂ и SiO₂, и от T⁰.

Распределение редких и рассеянных элементов удалось установить только для 22 зерен, U-Pb возраст которых определялся методом SHRIMP-II. Зерна циркона мелкопсаммитовой размерности после лазерной абляции оказались непригодны для дальнейшего их изучения на ионном микрозонде и были исследованы в диапазоне возможностей более локального метода PCMA.

Элементный состав циркона определялся в ИГЕМ РАН (г. Москва, аналитики С.Е. Борисовский, Е.В. Ковальчук) методом рентгеноспектрального микроанализа (PCMA) на рентгеновском микроанализаторе JEOL JXA-8200, оснащенный пятью волновыми и одним энерго-дисперсионным спектрометрами. Анализ проводился при ускоряющем напряжении 20 кВ, в точке зонда nA и диаметре зонда 3 мкм. Общее время анализа в одной точке составляет 11 минут. Список определяемых элементов, пределы обнаружения, используемые

Таблица 1. Результаты изотопных U-Pb исследований циркона Бешпагирского редкометалльно-титанового месторождения осуществленные методом SHRIMP-II

| № | ^{206}Pb , % | U, ppm | Th, ppm | ^{206}Pb , ppm | $\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | D, % |
|-----|-----------------------|--------|---------|-------------------------|--|--|---|------|
| 108 | 0.00 | 122 | 102 | 2.25 | 0.86 | 137 ± 2 | 335 ± 180 | 145 |
| 66 | 0.37 | 555 | 272 | 16.5 | 0.51 | 219 ± 1 | 147 ± 100 | -33 |
| 132 | 0.00 | 583 | 892 | 23.1 | 1.58 | 291 ± 2 | 287 ± 55 | -1 |
| 211 | 0.90 | 359 | 248 | 14.4 | 0.71 | 292 ± 4 | 110 ± 240 | -62 |
| 129 | 0.00 | 150 | 112 | 6.76 | 0.77 | 330 ± 4 | 412 ± 99 | 25 |
| 30 | 0.00 | 994 | 1245 | 45.9 | 1.29 | 337 ± 2 | 347 ± 5 | 3 |
| 54 | 0.00 | 278 | 145 | 15.6 | 0.54 | 409 ± 4 | 416 ± 59 | 2 |
| 9 | 0.46 | 261 | 53 | 15.8 | 0.21 | 438 ± 4 | 374 ± 110 | -15 |
| 48 | 0.44 | 305 | 196 | 18.5 | 0.66 | 438 ± 3 | 373 ± 100 | -15 |
| 164 | 0.00 | 190 | 69 | 11.5 | 0.37 | 439 ± 4 | 443 ± 80 | 1 |
| 70 | 2.12 | 61 | 44 | 3.82 | 0.75 | 443 ± 9 | 220 ± 490 | -50 |
| 120 | 1.14 | 227 | 104 | 14.1 | 0.47 | 446 ± 6 | 308 ± 250 | -31 |
| 25 | 1.00 | 115 | 43 | 7.61 | 0.39 | 475 ± 6 | 643 ± 190 | 36 |
| 153 | 0.17 | 902 | 107 | 60.3 | 0.12 | 482 ± 2 | 390 ± 49 | -19 |
| 169 | 0.98 | 137 | 84 | 10.1 | 0.64 | 527 ± 6 | 406 ± 210 | -23 |
| 187 | 0.00 | 338 | 86 | 25 | 0.26 | 533 ± 4 | 584 ± 51 | 10 |
| 190 | 0.49 | 483 | 244 | 37.5 | 0.52 | 555 ± 4 | 535 ± 110 | -4 |
| 179 | 0.00 | 258 | 20 | 20.6 | 0.08 | 574 ± 6 | 520 ± 70 | -10 |
| 163 | 0.37 | 196 | 54 | 22.5 | 0.29 | 807 ± 7 | 708 ± 77 | -12 |
| 138 | 4.59 | 171 | 300 | 34.5 | 1.81 | 1304 ± 24 | 2158 ± 180 | 66 |
| 171 | 0.09 | 393 | 91 | 103 | 0.24 | 1715 ± 8 | 1790 ± 18 | 4 |
| 111 | 0.10 | 361 | 179 | 103 | 0.51 | 1847 ± 10 | 1864 ± 19 | 1 |
| 123 | 0.00 | 15 | 12 | 4.57 | 0.85 | 2004 ± 56 | 2050 ± 99 | 2 |
| 13 | 0.09 | 219 | 39 | 77 | 0.19 | 2214 ± 12 | 2241 ± 14 | 1 |

стандарты и другие условия съемки приведены в работе Аранович и др. (2017). Изменения фосфора проводилось по оригинальной методике с учетом наложения по линии $\text{ZrL}\alpha$ на фоновое значение фосфора.

Участки для анализов РСМА выбирались с помощью изображений BSE и цветной катодной люминесценции, осуществленной в лаборатории анализа минерального вещества ИГЕМ РАН (аналитик Т.И. Голованова) на базе электронно-зондового микроанализатора Cameca MS-46 с использованием цифровой камеры Videoscan 285 и ПО Viewer. Использование изображений BSE и цветной катодной люминесценции позволило выделить геохимически однородные зоны вне кратеров U-Pb датирования и REE определений в тех же самых доменах зерен.

Для разбиения зерен на группы к нормированным данным по их химическому составу был применен иерархический кластерный анализ с определением межкластерных расстояний методом

Уорда и последующим анализом построенных дендрограмм.

РЕЗУЛЬТАТЫ

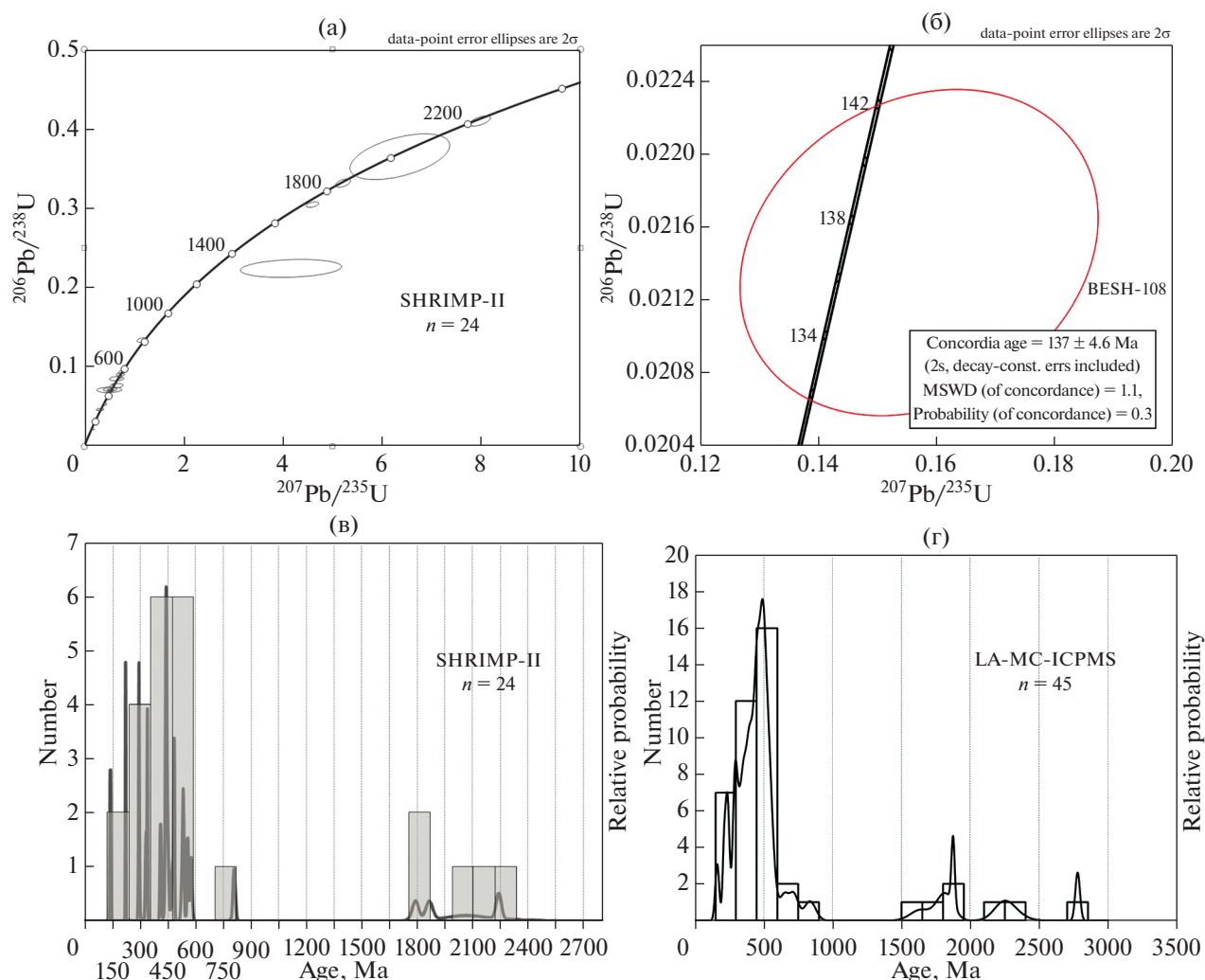
U-Pb изотопно-геохронологические исследования

Результаты изотопно-геохронологического исследования возраста циркона методами SRIMP-II и LA-MC-ICPMS, выполненные во ВСЕГЕИ, отражены в фиг. 2 и в табл. 1, 2.

Зерна циркона, датированные методом SHRIMP-II, конкордантны. Исключение составляют значения U-Pb датировок, превышающие 1000 Ма. Датирование циркона методом лазерной абляции дали сопоставимые результаты. Анализ расчетных датировок позволил наметить несколько возрастных групп: 140–240 Ма (9%), 250–300 Ма (12%) и 340–400 Ма (10%), 400–440 Ма (16%) и 470–560 Ма (31%), более 560 Ма (22%), фиксирующих время основных этапов геодина-

Таблица 2. Результаты изотопных U-Pb исследований циркона Бешпагирского редкометалльно-титанового месторождения осуществленные методом LA-MC-ICPMS

| № | U, ppm | Th, ppm | $\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | D, % |
|-----|--------|---------|--|--|---|------|
| 87 | 145 | 181 | 1.25 | 162 ± 14 | 688 ± 795 | 325 |
| 217 | 264 | 388 | 1.47 | 212 ± 11 | 231 ± 468 | 9 |
| 71 | 187 | 181 | 0.97 | 231 ± 12 | 564 ± 519 | 145 |
| 134 | 386 | 58 | 0.15 | 243 ± 12 | 380 ± 315 | 56 |
| 4 | 94 | 81 | 0.86 | 288 ± 16 | 551 ± 532 | 92 |
| 203 | 370 | 263 | 0.71 | 291 ± 15 | 320 ± 322 | 10 |
| 50 | 58 | 99 | 1.70 | 297 ± 20 | 488 ± 736 | 64 |
| 151 | 132 | 220 | 1.66 | 317 ± 16 | 878 ± 306 | 177 |
| 150 | 459 | 588 | 1.28 | 341 ± 18 | 492 ± 144 | 44 |
| 184 | 257 | 221 | 0.86 | 352 ± 21 | 433 ± 173 | 23 |
| 218 | 378 | 235 | 0.62 | 358 ± 26 | 525 ± 234 | 47 |
| 180 | 324 | 183 | 0.56 | 368 ± 20 | 440 ± 207 | 20 |
| 215 | 252 | 58 | 0.23 | 392 ± 17 | 455 ± 185 | 16 |
| 80 | 118 | 33 | 0.28 | 392 ± 22 | 348 ± 405 | -11 |
| 65 | 203 | 131 | 0.64 | 399 ± 27 | 331 ± 185 | -17 |
| 11 | 169 | 99 | 0.58 | 418 ± 21 | 234 ± 269 | -44 |
| 55 | 205 | 295 | 1.43 | 420 ± 19 | 240 ± 221 | -43 |
| 195 | 477 | 506 | 1.06 | 441 ± 18 | 630 ± 87 | 43 |
| 21 | 167 | 92 | 0.55 | 449 ± 30 | 529 ± 225 | 18 |
| 197 | 272 | 237 | 0.87 | 451 ± 15 | 403 ± 179 | -11 |
| 45 | 66 | 46 | 0.69 | 463 ± 28 | 159 ± 663 | -66 |
| 172 | 335 | 314 | 0.94 | 467 ± 32 | 434 ± 103 | -7 |
| 207 | 283 | 328 | 1.16 | 471 ± 23 | 518 ± 135 | 10 |
| 157 | 137 | 92 | 0.67 | 477 ± 24 | 352 ± 340 | -26 |
| 73 | 89 | 75 | 0.84 | 484 ± 26 | 103 ± 403 | 113 |
| 165 | 133 | 74 | 0.56 | 485 ± 25 | 615 ± 225 | 27 |
| 193 | 466 | 278 | 0.60 | 494 ± 21 | 498 ± 73 | 1 |
| 29 | 60 | 33 | 0.54 | 499 ± 34 | 435 ± 558 | -13 |
| 156 | 148 | 131 | 0.89 | 500 ± 18 | 608 ± 189 | 22 |
| 26 | 53 | 35 | 0.65 | 516 ± 38 | 418 ± 463 | -19 |
| 31 | 163 | 56 | 0.34 | 517 ± 24 | 494 ± 211 | -4 |
| 142 | 112 | 103 | 0.92 | 534 ± 22 | 604 ± 286 | 13 |
| 64 | 82 | 22 | 0.27 | 534 ± 27 | 438 ± 391 | -18 |
| 42 | 273 | 177 | 0.65 | 549 ± 30 | 463 ± 85 | -16 |
| 141 | 139 | 129 | 0.93 | 557 ± 32 | 552 ± 289 | -1 |
| 212 | 58 | 45 | 0.78 | 647 ± 32 | 769 ± 346 | 19 |
| 219 | 240 | 82 | 0.34 | 718 ± 32 | 1572 ± 41 | 119 |
| 22 | 49 | 25 | 0.51 | 834 ± 42 | 697 ± 282 | -16 |
| 198 | 275 | 133 | 0.48 | 1406 ± 141 | 1638 ± 73 | 17 |
| 155 | 55 | 44 | 0.80 | 1648 ± 114 | 2235 ± 66 | 36 |
| 177 | 69 | 12 | 0.18 | 1680 ± 110 | 1843 ± 50 | 10 |
| 214 | 121 | 125 | 1.03 | 1683 ± 74 | 1787 ± 51 | 6 |
| 188 | 391 | 146 | 0.37 | 1892 ± 60 | 1873 ± 10 | -1 |
| 37 | 425 | 152 | 0.36 | 2155 ± 173 | 2288 ± 85 | 6 |
| 72 | 157 | 43 | 0.28 | 2896 ± 115 | 2777 ± 14 | -4 |



Фиг. 2. Результаты U-Pb изотопных исследований циркона из редкометалльно-титановых россыпей Бешпагирского месторождения: а – диаграмма с конкордией для 24 зерен циркона, проанализированных методом SHRIMP-II; б – диаграмма с конкордией для зерна № 108 мезозойской возрастной группы; в – гистограмма и кривая плотности вероятности распространения U-Pb датировок 24 зерен циркона, проанализированных методом SHRIMP-II; г – гистограмма и кривая плотности вероятности распространения U-Pb датировок 45 зерен циркона, проанализированных методом LA-MC-ICPMS.

мического развития Скифской плиты и Большого Кавказа.

Самые ранние из полученных U-Pb датировок детритового циркона Бешпагирского россыпного месторождения сопоставимы со временем байкальского этапа тектогенеза, проявившегося на территории Скифской плиты складкообразованием и вулканизмом, связанным с замыканием океана Прототетис. В результате было сформировано рифейское складчатое основание Скифской плиты. Отдельные выходы этого образования известны в эрозионных окнах и тектонических поднятиях Бечасынской зоны (Хераскова и др., 2020; Герасимов и др., 2015). Это первично терригенные и вулканогенные толщи рифея в разной степени метаморфизованные в условиях от зелено-

сланцевой до амфиболитовой фаций. Низкая степень метаморфизма рифейских терригенных пород объясняет присутствие в этих толщах обломочного циркона с еще более древними U-Pb датировками (Герасимов и др., 2015; Сомин и др., 2013).

Можно предположить, что циркон из Бешпагирской россыпи с расчетным возрастом древнее 560 Ма является обломочным цирконом терригенных слабометаморфизованных рифейских толщ Бечасынской зоны. А циркон с расчетными U-Pb датировками 470–560 Ма может являться цирконом вулканогенных толщ рифея–раннего кембрия или сопоставим со временем пика метаморфизма протолита Бечасынского комплекса, оцененного некоторыми авторами в 509–573 Ма

(Буш, 2014; Сомин и др., 2013; Камзолкин и др., 2014).

Следующая возрастная группа циркона Бешпагирского месторождения (400–440 Ма) соответствует каледонскому этапу тектогенеза на активной континентальной окраине юга Скифии. Эта оценка возраста близка ко времени существования островодужной геодинамической обстановки в пределах Передового хребта и пика высокотемпературного метаморфизма в зоне Главного хребта (420 Ма), располагавшегося над зоной субдукции океанической литосферы бассейна Южного склона (Хаин и др., 2010; Герасимов и др., 2015). Формирование офиолитовых покровов в зоне Передового хребта сопровождалось проградным высокотемпературным региональным метаморфизмом вмещающих толщ (Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2004).

События раннегерцинского этапа, отразившиеся в расчетных датировках россыпного циркона Бешпагирского месторождения (340–400 Ма), неразрывно связаны с каледонскими. Нарастающая коллизия блоков Главного и Передового хребтов привела к орогенезу и сопровождалась массовым внедрением крупных плутонов гранитоидов. По мере воздымания территории, проградный региональный метаморфизм сменился ретроградным. К концу герцинского этапа произошло выведение на поверхность глубоко погруженных частей земной коры, сопровождаемая надвиго-шарьяжными деформациями, а область складкообразования распространилась и на Предкавказье (Хаин и др., 2010; Гамкрелидзе, Шенгелиа, 2004). С этим временем связано внедрение позднегерцинских интрузий в Бечасынской зоне и Передовом хребте с горячими рвуши-ми контактами (Малкинские граниты).

Таким образом, появление в Бешпагирской россыпи циркона с расчетными датировками в 400–440 и 340–400 Ма можно объяснить разрушением, скорее всего, метаморфических пород и синметаморфических магматических пород, сформировавшихся в зоне Передового хребта и возможно Главного хребта на этапе проградного регионального метаморфизма. Зафиксированные в россыпи зерна циркона с расчетными датировками в 250–300 Ма могли иметь своим источником позднегерцинские граниты и связанные с ними метасоматически измененные породы Бечасынской зоны и возможно Передового хребта.

Кластер с расчетными датировками 140–240 Ма фиксирует период активизации альпийского магматизма, проявленный в Бечасынской зоне и Передовом хребте. С ним связывают проявления юрского и, возможно, триасового андезито-дацитового и андезито-базальтового вулканизма (Герасимов и др., 2015; Гамкрелидзе, Шенгелиа и др., 1991).

Исследования микроэлементного состава циркона

Методом РСМА определен элементный состав циркона, а также содержание некоторых микропримесей (Hf, U, Th, P, Y, Yb, Dy). Результаты исследования приведены в табл. 3. Данные по содержанию редких и рассеянных элементов (REE) в 22 зернах циркона (датированных методом SHRIMP), полученные с помощью ионного микрозонда Cameca IMS-4f во ФТИАН, приведены в табл. 4.

Содержания и соотношения индикаторных элементов и микропримесей в составе циркона позволили получить важную информацию о типе материнских пород. Характер величины отношения Zr/Hf и U/Yb исследованных зерен позволил предположить их генетическую связь с породами континентальной коры (фиг. 3а). Величина отношения Zr/Hf циркона Бешпагирской россыпи колеблется в пределах 40–60, редко достигая 70, что немного выше хондритового значения и является характерной для гранитоидов различного состава (Ляхович, 2000). Величина отношения Th/U дает основания сделать вывод о том, что 90% исследованных зерен имеют магматическое происхождение.

Использование дискриминационной диаграммы в зависимости от U и Y (Andersen et al., 2004), позволяющей определить состав исходных гранитоидов, для исследуемых зерен циркона не дает однозначных интерпретаций. Точки отношений индикаторных элементов в цирконе Бешпагирской россыпи расположились у нижней границы поля состава гранитоидов, при этом существенная часть значений попала в поле неопределенности за счет пониженного для нормальных гранитоидов содержания Y , согласно модельным построениям авторов (рис. 3б). В то же время на диаграмме концентраций Hf и Y (Velousova et al., 2002), большая часть зерен оказалась в поле состава циркона из щелочных пород, а также основных и средних пород (фиг. 3г). Причиной пониженных концентраций Y в цирконе Бешпагирской россыпи в первую очередь могла явиться как щелочная среда исходного расплава, так и наложенные процессы метаморфизации.

Для определения генезиса циркона, в том числе из магматических и метаморфических пород различных фаций, использованы дискриминационные диаграммы, построенные по величине европиевой аномалии и отношению Pr/Nd (Каулина, 2011), нормированных к хондриту, лантана к отношению Sm/La , нормированных к хондриту и по величине цериевой аномалии и отношению Sm/La , нормированных к хондриту (Hoskin, Schaltegger, 2003; Hoskin, 2005). Полученные результаты оказались крайне противоречивы (фиг. 3в, д, е). На диаграмме в координатах величины европиевой аномалии и $(Pr/Nd)_n$, точки отношений заданных элементов зерен циркона Бе-

Таблица 3. Элементный состав циркона редкометалльно-титановых россыпей Бешпагирского месторождения (ppm)

| № зерна | Zr | Hf | U | Th | Y | Yb | Dy | P | Th/U | Zr/Hf | Hf/Y | U/Yb |
|---------------|--------|-------|------|--------|--------|------|--------|--------|------|-------|------|------|
| MZ 140–250 Ma | | | | | | | | | | | | |
| 66 | 487820 | 8386 | 2556 | 228 | 1422 | 211 | 38.6 | 97.5 | 0.89 | 58.17 | 5.9 | 1.2 |
| 134 | 487087 | 8141 | 159 | 149 | 1396 | 243 | 30.88 | 223 | 0.94 | 59.83 | 5.8 | 0.6 |
| 217 | 487553 | 6996 | 344 | 290 | 1163 | 219 | 54.0 | 139 | 0.84 | 69.69 | 6.0 | 1.6 |
| 87 | 487405 | 9404 | 538 | 334 | 831 | 141 | н.п.о. | 39.0 | 0.62 | 51.83 | 11 | 3.8 |
| 87 | 488353 | 9150 | 238 | 158 | 721 | 149 | 7.72 | 55.7 | 0.66 | 53.37 | 13 | 1.6 |
| 71 | 488375 | 11422 | 105 | 132 | 201 | 109 | н.п.о. | 61.3 | 1.25 | 42.76 | 57 | 0.9 |
| 108 | 490611 | 8624 | 61.7 | 26.3 | 201 | 54.8 | 15.4 | 106 | 0.43 | 56.89 | 43 | 1.1 |
| PZ 250–330 Ma | | | | | | | | | | | | |
| 132 | 484814 | 7521 | 784 | 1582 | 1318 | 258 | 15.4 | 237 | 2.02 | 64.46 | 5.7 | 3.0 |
| 30 center | 491669 | 7606 | 185 | 8.8 | 987 | 196 | 38.6 | 106 | 0.05 | 64.64 | 7.7 | 0.9 |
| 30 border | 485288 | 8361 | 635 | 624 | 2891 | 438 | 77.2 | 187 | 0.98 | 58.04 | 2.9 | 1.4 |
| 129 | 489804 | 6657 | 141 | 140 | 461 | 141 | 7.72 | н.п.о. | 1.00 | 73.58 | 14 | 1.0 |
| 211 | 487694 | 8132 | 582 | 360 | 461 | 102 | 7.72 | 114 | 0.62 | 59.97 | 17 | 5.7 |
| PZ 340–400 Ma | | | | | | | | | | | | |
| 215 | 483726 | 10591 | 255 | 43.9 | 2013 | 501 | 38.6 | 919 | 0.17 | 45.67 | 5.3 | 0.5 |
| 80 | 488434 | 10142 | 114 | н.п.о. | 1409 | 273 | 30.8 | 604 | – | 48.16 | 7.2 | 0.4 |
| 65 | 484977 | 9735 | 485 | 255 | 1403 | 360 | 23.1 | 236 | 0.53 | 49.82 | 6.9 | 1.3 |
| 150 | 488582 | 9989 | 538 | 501 | 695 | 219 | н.п.о. | 55.73 | 0.93 | 48.91 | 14 | 2.4 |
| 180 | 488138 | 11982 | 255 | 8.79 | 129 | 101 | 7.72 | н.п.о. | 0.03 | 40.74 | 92 | 2.5 |
| PZ 400–440 Ma | | | | | | | | | | | | |
| 197 | 486813 | 7275 | 432 | 404 | 2072 | 407 | 46.3 | 262 | 0.94 | 66.91 | 3.5 | 1.0 |
| 9 | 488020 | 8632 | 123 | 167 | 2033 | 313 | 46.3 | 367 | 1.35 | 56.53 | 4.2 | 0.4 |
| 70 | 488197 | 6868 | 229 | 290 | 1175 | 235 | 23.1 | 122 | 1.27 | 71.08 | 5.8 | 0.9 |
| 55 | 490840 | 6834 | 211 | 290 | 981 | 235 | 23.1 | 253 | 1.37 | 71.82 | 7.0 | 0.9 |
| 164 | 482963 | 11846 | 573 | 290 | 1604 | 376 | 30.8 | 451 | 0.51 | 40.77 | 7.4 | 1.5 |
| 48 center | 487464 | 10667 | 855 | 571 | 1286 | 242 | 23.1 | 128 | 0.67 | 45.70 | 8.3 | 3.5 |
| 48 border | 488597 | 9921 | 511 | 237 | 688 | 156 | н.п.о. | 167 | 0.46 | 49.25 | 14 | 3.3 |
| 54 center | 490226 | 8446 | 335 | 193 | 649 | 180 | 15.4 | 72.4 | 0.58 | 58.04 | 13 | 1.8 |
| 54 border | 490514 | 9090 | 264 | 158 | 272 | 70.4 | 15.4 | 86.3 | 0.60 | 53.96 | 33 | 3.7 |
| 120 | 489885 | 10455 | 17.6 | н.п.о. | 58.4 | 46.9 | н.п.о. | 52.9 | 0.00 | 46.85 | 178 | 0.4 |
| PZ 470–560 Ma | | | | | | | | | | | | |
| 29 | 488723 | 7886 | 105 | 70.3 | 929 | 211 | 7.72 | 173 | 0.66 | 61.97 | 8.5 | 0.50 |
| 42 | 491891 | 8963 | 141 | 35.5 | н.п.о. | 46.9 | н.п.о. | 33.4 | 0.25 | 54.88 | 0.0 | 3.00 |
| 142 | 488752 | 8191 | 132 | 105 | 617 | 93.9 | 30.9 | 159 | 0.80 | 59.67 | 13.3 | 1.41 |
| 165 | 489182 | 7699 | 176 | 87.8 | 442 | 125 | 23.1 | 114 | 0.50 | 63.53 | 17.4 | 1.41 |
| 207 | 487183 | 8683 | 141 | 123 | 519 | 117 | 7.72 | 106 | 0.87 | 56.11 | 16.7 | 1.20 |
| 169 | 487361 | 8607 | 44.0 | н.п.о. | 247 | 78.3 | 23.1 | 147 | – | 56.62 | 34.9 | 0.56 |
| 26 | 489286 | 8878 | 79.3 | 70.0 | 520 | 156 | н.п.о. | 164 | 0.89 | 55.11 | 17.1 | 0.51 |
| 73 | 489448 | 10582 | 106 | 79.1 | 279 | 86.1 | 7.72 | 111 | 0.75 | 46.25 | 37.9 | 1.23 |
| 25 border | 490248 | 9751 | 61.7 | 35.2 | 318 | 86.1 | 7.72 | 50.1 | 0.57 | 50.27 | 30.6 | 0.72 |
| 25 center | 488012 | 8293 | 546 | 342 | 2111 | 391 | 54.0 | 217 | 0.63 | 58.84 | 3.9 | 1.40 |
| 31 | 484599 | 11083 | 511 | 105 | 2144 | 508 | 46.3 | 849 | 0.21 | 43.72 | 5.2 | 1.00 |
| 153 | 477959 | 9251 | 793 | 307 | 3404 | 618 | 77.2 | 1362 | 0.39 | 51.66 | 2.7 | 1.28 |
| 187 | 486147 | 11312 | 255 | 193 | 313 | 78.3 | 7.72 | 86.3 | 0.76 | 42.98 | 36.3 | 3.27 |

Таблица 3. Окончание

| № зерна | Zr | Hf | U | Th | Y | Yb | Dy | P | Th/U | Zr/Hf | Hf/Y | U/Yb |
|-------------|--------|-------|------|--------|--------|--------|--------|------|------|-------|--------|-------|
| 190 | 487050 | 11312 | 573 | 185 | 805 | 196 | 23.1 | 248 | 0.32 | 43.06 | 14.0 | 2.93 |
| 179 border | 486909 | 11176 | 211 | 17.6 | 383 | 78.3 | 7.72 | 231 | 0.08 | 43.57 | 29.2 | 2.70 |
| 179 center | 487857 | 9862 | 1075 | 334 | 175 | 46.9 | 7.72 | 89.1 | 0.31 | 49.47 | 56.2 | 22.90 |
| 45 | 486117 | 10252 | 105 | 61.5 | 1201 | 250 | 30.8 | 498 | 0.58 | 47.42 | 8.5 | 0.42 |
| 172 | 489293 | 9132 | 511 | 299 | 390 | 156 | 7.72 | 89.1 | 0.58 | 53.58 | 23.4 | 3.27 |
| 193 | 486317 | 10939 | 652 | 202 | 825 | 195 | 23.1 | 145 | 0.31 | 44.46 | 13.3 | 3.33 |
| PR > 560 Ma | | | | | | | | | | | | |
| 123 center | 489012 | 11083 | 379 | 158 | 357 | 101 | н.п.о. | 58.5 | 0.42 | 44.12 | 31.0 | 3.72 |
| 123 border | 493498 | 9344 | 52.8 | 149 | н.п.о. | н.п.о. | 7.72 | 11.1 | 2.82 | 52.81 | 0.0 | 0.00 |
| 22 | 488812 | 11091 | 105 | 8.8 | н.п.о. | 39.1 | 7.72 | 19.5 | 0.08 | 44.07 | 0.0 | 2.70 |
| 72 center | 490426 | 10659 | 61.7 | н.п.о. | 6.50 | 70.4 | 7.72 | 11.1 | – | 46.01 | 1640.8 | 0.88 |
| 72 center | 490181 | 10574 | 158 | 70.30 | 32.5 | 101 | 7.72 | 16.7 | 0.44 | 46.36 | 325.5 | 1.56 |
| 155 | 489426 | 9514 | 44.0 | 70.30 | 38.9 | 70.4 | н.п.о. | 64.0 | 1.60 | 51.44 | 244.1 | 0.63 |
| 198 | 487065 | 10023 | 123 | 61.52 | 266 | 54.8 | 15.4 | 97.5 | 0.50 | 48.59 | 37.6 | 2.25 |
| 13 border | 490293 | 9633 | 132 | 52.7 | 214 | 86.1 | н.п.о. | 83.5 | 0.40 | 50.90 | 44.9 | 1.54 |
| 13 center | 490278 | 9217 | 423 | 264 | 922 | 172 | 7.72 | 289 | 0.62 | 53.19 | 10.0 | 2.46 |
| 171 | 486850 | 10710 | 643 | 246.06 | 708 | 148 | 30.9 | 100 | 0.38 | 45.46 | 15.1 | 4.33 |
| 138 | 490625 | 9336 | 299 | 123.03 | 818 | 141 | 7.72 | 253 | 0.41 | 52.55 | 11.4 | 2.13 |
| 163 | 482475 | 10294 | 132 | 70.30 | 1773 | 352 | 30.9 | 730 | 0.53 | 46.87 | 5.8 | 0.38 |

шпагирской россыпи достаточно компактно сконцентрированы в полях составов амфиболитового и магматического циркона. В то время как на диаграмме в координатах содержаний La и (Sm/La)_n состав циркона Бешпагирской россыпи оказался в поле магматического циркона, и лишь несколько зерен попали в поле пересечения составов магматического и частично измененного циркона. Нужно отметить, что в обоих случаях точки значений исследуемых зерен расположились вблизи границ, разделяющих на диаграммах поля составов магматического и метаморфического циркона. В то время как на диаграмме по величине цериевой аномалии и отношению (Sm/La)_n значения циркона Бешпагирской россыпи попали в поле неопределенности, между областями магматического и гидротемального (метасоматического) циркона.

Возможной причиной неоднозначной трактовки влияния метаморфизма на состав исследуемого детритового циркона, является сходство состава магматического циркона с цирконом, кристаллизация которого происходит в равновесии с анатектическим расплавом (Hoskin and Black, 2000; Rubatoo, 2002). Данные по составу циркона, происхождение которого связано с амфиболитовой фацией метаморфизма, скорее указывают на понижение концентраций элементов-примесей и суммы REE (Каулина, 2010; Скублов и др., 2010; Kelly and Harley, 2005).

Распределение нормированных к хондриту REE в цирконе Бешпагирского месторождения характеризуется дифференцированными спектрами с плавным ростом от легких к тяжелым REE, с ярко выраженной Ce-аномалией и отрицательной Eu-аномалией у большинства проанализированных зерен (фиг. 4). Все спектры обладают чертами, характерными для цирконов магматических пород (Hoskin, Schaltegger, 2003), при этом наблюдаются небольшие отклонения в концентрации нормированных к хондриту Pr, Nd и глубине Eu-аномалии. Можно сделать вывод, что кристаллизация большинства зерен циркона Бешпагирской россыпи происходила в равновесии с расплавом. Вариации содержаний элементов-примесей и REE обусловлены составом исходного расплава. Кристаллизация циркона на Кавказе в палеозое происходила в условиях наращивания континентальной коры в обстановке активной континентальной окраины и в надсубдукционной зоне, с последовательным обогащением грантоидов I-типа (Передового хребта) и S-типа (Главного хребта) щелочами (Петрология..., 1991). В этой связи важно установить связь состава исследуемого циркона с эпохами геологического развития Кавказа, зафиксированными в его U-Pb датировках.

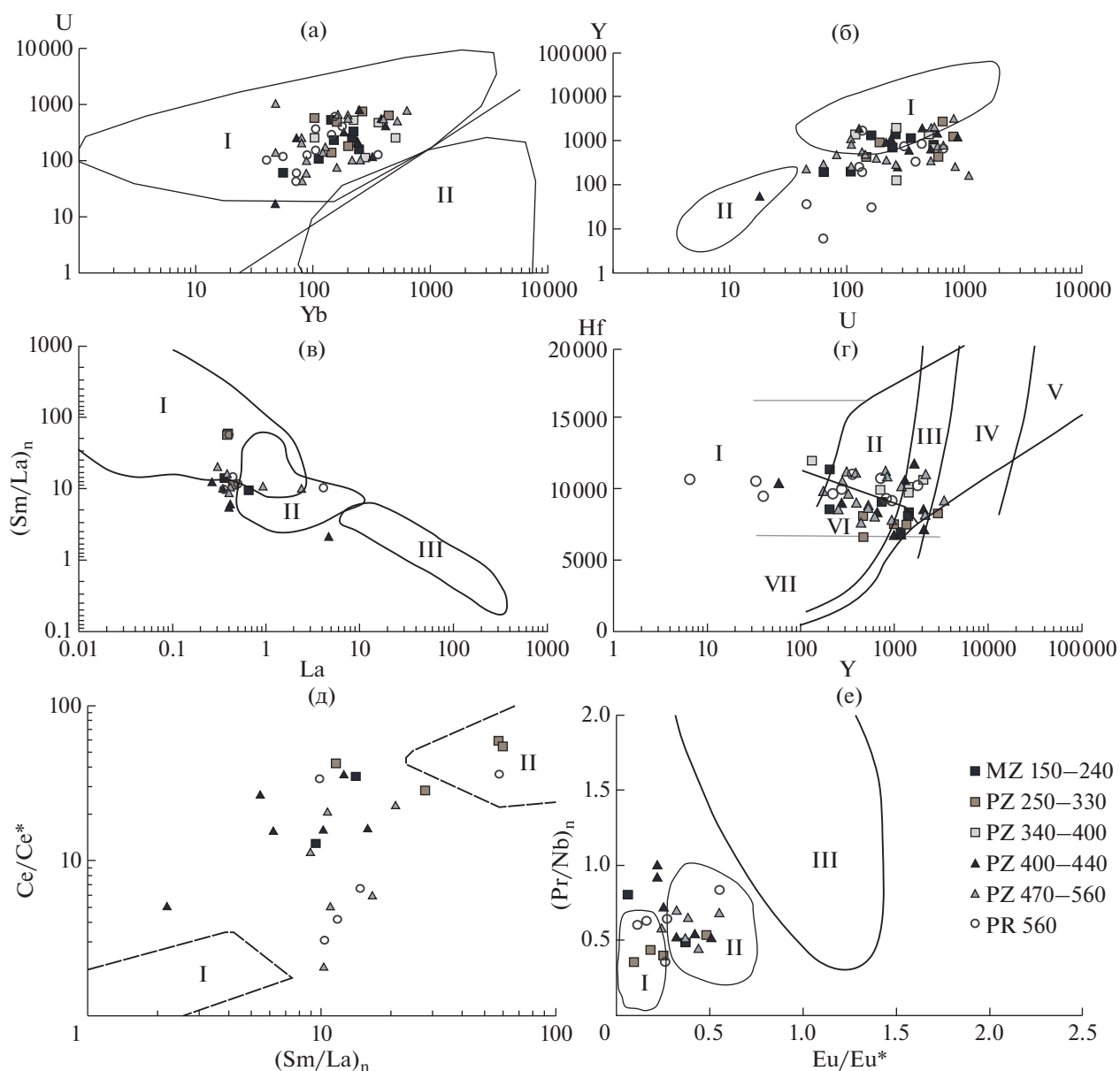
Протерозойская возрастная группа детритового циркона Бешпагирской россыпи (более 560 Ma). К данной возрастной группе относится 16 зерен

Таблица 4. Содержание редких и рассеянных элементов в цирконе редкометалльно-титановых россыпях Бешпагирского месторождения (ppm)

| N пробы | MZ (140–250 ма) | | | | | PZ (250–330 Ma) | | | | | PZ (400–440 Ma) | | | | |
|----------------------------------|-----------------|--------|---------|---------|---------|-----------------|--------|--------|---------|--------|-----------------|--------|--|--|--|
| | 66 | 108 | 30 | 132 | 129 | 211 | 9 | 54 | 48 | 70 | 120 | 164 | | | |
| La | 0.65 | 0.36 | 0.39 | 0.38 | 0.44 | 0.312 | 0.41 | 0.26 | 4.41 | 0.38 | 0.34 | 0.40 | | | |
| Ce | 24.96 | 36.49 | 116.44 | 124.60 | 56.85 | 34.46 | 14.83 | 26.92 | 42.79 | 23.20 | 16.64 | 25.37 | | | |
| Pr | 0.34 | 0.17 | 0.67 | 0.67 | 0.23 | 0.27 | 0.13 | 0.12 | 0.93 | 0.31 | 0.16 | 0.13 | | | |
| Nd | 2.05 | 1.74 | 9.15 | 8.20 | 2.16 | 3.02 | 0.62 | 1.15 | 6.31 | 2.93 | 1.43 | 0.69 | | | |
| Sm | 3.83 | 3.19 | 14.57 | 13.50 | 3.17 | 5.48 | 1.59 | 2.02 | 6.02 | 3.78 | 2.53 | 1.368 | | | |
| Eu | 0.19 | 0.91 | 1.07 | 2.50 | 1.34 | 0.76 | 0.32 | 0.57 | 1.11 | 1.54 | 0.95 | 0.282 | | | |
| Gd | 25.83 | 17.36 | 90.03 | 69.36 | 22.80 | 29.05 | 11.90 | 15.08 | 30.27 | 22.53 | 19.02 | 11.45 | | | |
| Dy | 99.59 | 43.01 | 292.01 | 215.10 | 71.87 | 84.76 | 53.83 | 48.33 | 81.17 | 68.65 | 87.26 | 46.06 | | | |
| Er | 229.98 | 87.77 | 575.23 | 463.92 | 209.22 | 182.98 | 132.97 | 124.58 | 174.69 | 152.96 | 257.42 | 133.46 | | | |
| Yb | 472.94 | 199.99 | 1021.51 | 909.50 | 493.60 | 397.21 | 345.71 | 329.62 | 349.35 | 353.23 | 672.31 | 364.36 | | | |
| Lu | 67.58 | 28.83 | 144.59 | 143.66 | 78.80 | 60.52 | 52.67 | 54.03 | 48.76 | 51.81 | 124.45 | 60.14 | | | |
| Li | 1.24 | 0.20 | 4.368 | 0.71 | 0.06 | 5.46 | 0.50 | 0.38 | 2.60 | 0.28 | 2.41 | 1.58 | | | |
| Ti | 6.86 | 19.32 | 19.89 | 20.23 | 5.97 | 11.69 | 21.15 | 8.13 | 23.73 | 14.39 | 12.78 | 24.07 | | | |
| Sr | 2.26 | 3.58 | 2.370 | 1.99 | 2.12 | 1.74 | 2.50 | 2.02 | 3.65 | 1.02 | 2.05 | 2.79 | | | |
| Y | 1204.12 | 536.02 | 2989.02 | 2331.28 | 1141.69 | 1088.19 | 726.02 | 702.91 | 1028.52 | 861.92 | 1351.13 | 701.33 | | | |
| Nb | 373.38 | 382.85 | 446.63 | 413.72 | 356.10 | 253.80 | 914.63 | 422.89 | 494.61 | 510.67 | 457.45 | 293.58 | | | |
| Ba | 11.82 | 35.63 | 10.74 | 10.73 | 13.37 | 9.36 | 13.71 | 10.52 | 12.10 | 11.23 | 9.87 | 11.51 | | | |
| Th | 272 | 102 | 1245 | 892 | 112 | 248 | 53 | 145 | 196 | 44 | 104 | 69 | | | |
| U | 555 | 122 | 994 | 583 | 150 | 359 | 261 | 133 | 305 | 61 | 227 | 190 | | | |
| Th/U | 0.49 | 0.84 | 1.25 | 1.53 | 0.75 | 0.69 | 0.20 | 1.09 | 0.64 | 0.72 | 0.46 | 0.36 | | | |
| Eu/Eu* | 0.06 | 0.37 | 0.09 | 0.25 | 0.48 | 0.18 | 0.22 | 0.32 | 0.25 | 0.51 | 0.42 | 0.22 | | | |
| Ce/Ce* | 12.92 | 35.22 | 54.99 | 59.75 | 42.75 | 28.46 | 15.67 | 36.44 | 5.11 | 16.22 | 15.99 | 26.92 | | | |
| ΣREE | 927.95 | 419.84 | 2265.67 | 1951.40 | 940.51 | 798.85 | 614.99 | 602.70 | 745.83 | 681.33 | 1182.59 | 643.72 | | | |
| ΣLREE | 27.99 | 38.76 | 126.66 | 133.85 | 59.69 | 38.07 | 15.99 | 28.45 | 54.44 | 26.83 | 18.63 | 26.59 | | | |
| ΣHREE | 895.93 | 376.97 | 2123.38 | 1801.55 | 876.30 | 754.53 | 597.08 | 571.65 | 684.25 | 649.18 | 1160.48 | 615.48 | | | |
| Lu _N /La _N | 1001.1 | 761.1 | 3540.8 | 3651.2 | 1723.4 | 1839.0 | 1237.6 | 1996.1 | 106.6 | 1293.4 | 2999.3 | 1440.1 | | | |
| Lu _N /Gd _N | 21.16 | 13.43 | 12.99 | 16.75 | 27.96 | 16.84 | 35.80 | 28.99 | 13.03 | 18.60 | 52.90 | 42.48 | | | |
| Sm _N /La _N | 9.43 | 14.02 | 59.31 | 57.02 | 11.51 | 27.70 | 6.22 | 12.44 | 2.19 | 15.69 | 10.13 | 5.45 | | | |
| T(T), °C | 711 | 805 | 808 | 809 | 699 | 757 | 814 | 725 | 825 | 776 | 765 | 827 | | | |

Таблица 4. Продолжение

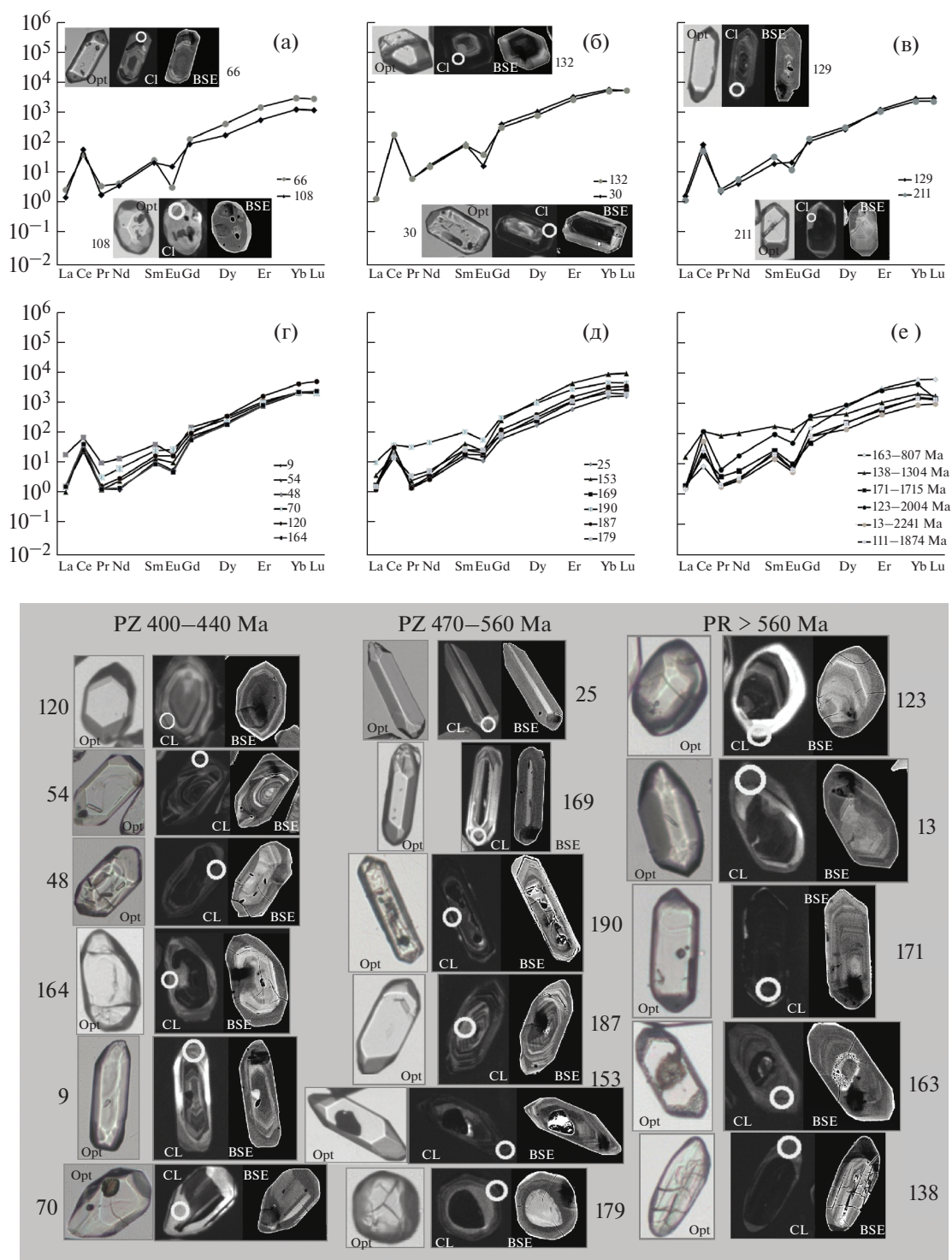
| | PZ (470–560 Ma) | | | | | | | | | | PR (> 560 Ma) | | | | |
|----------------------------------|-----------------|---------|---------|---------|---------|---------|--------|---------|---------|--------|---------------|--|--|--|--|
| | Беш25 | Беш153 | Беш169 | Беш190 | Беш187 | Беш179 | Беш13 | Беш163 | Беш138 | Беш171 | Беш123 | | | | |
| La | 0.40 | 0.91 | 0.41 | 2.37 | 0.30 | 0.38 | 0.35 | 0.50 | 4.05 | 0.44 | 0.39 | | | | |
| Ce | 12.07 | 9.64 | 20.75 | 22.92 | 19.08 | 9.01 | 33.85 | 5.06 | 72.99 | 10.98 | 73.13 | | | | |
| Pr | 0.16 | 0.23 | 0.14 | 2.97 | 0.13 | 0.34 | 0.16 | 0.17 | 7.96 | 0.36 | 0.60 | | | | |
| Nd | 1.22 | 1.93 | 1.56 | 20.74 | 1.27 | 2.43 | 1.27 | 1.38 | 46.91 | 2.74 | 8.33 | | | | |
| Sm | 2.25 | 6.16 | 2.71 | 15.16 | 3.86 | 3.95 | 2.17 | 3.64 | 26.05 | 4.05 | 13.95 | | | | |
| Eu | 0.65 | 1.39 | 0.99 | 3.13 | 1.18 | 1.45 | 0.31 | 0.37 | 7.43 | 0.55 | 2.76 | | | | |
| Gd | 12.04 | 49.17 | 16.95 | 59.22 | 23.81 | 16.16 | 16.2 | 30.33 | 65.20 | 9.65 | 76.61 | | | | |
| Dy | 42.27 | 265.48 | 61.15 | 221.90 | 95.04 | 76.34 | 34.53 | 186.35 | 111.12 | 57.28 | 217.26 | | | | |
| Er | 91.1 | 657.33 | 158.45 | 419.25 | 227.91 | 170.06 | 69.15 | 491.37 | 172.57 | 99.44 | 434.26 | | | | |
| Yb | 238.08 | 1349.86 | 385.49 | 699.30 | 486.77 | 324.18 | 144.74 | 1009.62 | 334.64 | 251.09 | 705.62 | | | | |
| Lu | 38.64 | 215.59 | 64.67 | 103.65 | 82.03 | 43.38 | 23.73 | 158.11 | 44.95 | 36.17 | 35.52 | | | | |
| Li | 0.12 | 1.80 | 4.59 | 16.24 | 2.49 | 4.28 | 86.61 | 30.58 | 7.93 | 0.74 | 20.47 | | | | |
| Ti | 11.52 | 7.87 | 10.98 | 41.94 | 7.27 | 19.81 | 5.06 | 8.76 | 74.61 | 6.05 | 21.06 | | | | |
| Sr | 1.99 | 4.25 | 1.85 | 6.08 | 2.40 | 2.73 | 1.81 | 3.01 | 5.27 | 3.13 | 2.04 | | | | |
| Y | 478.92 | 3293.89 | 827.92 | 1997.30 | 1369.52 | 955.94 | 433.46 | 2530.91 | 1053.54 | 668.87 | 2482.30 | | | | |
| Nb | 389.73 | 267.48 | 254.49 | 268.10 | 285.13 | 251.22 | 455.49 | 247.83 | 330.40 | 268.15 | 283.96 | | | | |
| Ba | 11.10 | 15.19 | 12.64 | 11.09 | 6.82 | 13.90 | 11.55 | 10.93 | 30.05 | 11.27 | 9.56 | | | | |
| Th | 43 | 107 | 84 | 244 | 86 | 20 | 39 | 54 | 300 | 91 | 12 | | | | |
| U | 115 | 902 | 137 | 483 | 338 | 258 | 219 | 196 | 171 | 393 | 15 | | | | |
| Th/U | 0.37 | 0.12 | 0.61 | 0.50 | 0.25 | 0.07 | 0.18 | 0.27 | 1.75 | 0.23 | 0.8 | | | | |
| Eu/Eu* | 0.38 | 0.24 | 0.44 | 0.32 | 0.37 | 0.55 | 0.16 | 0.11 | 0.55 | 0.27 | 0.26 | | | | |
| Ce/Ce* | 11.40 | 5.10 | 20.70 | 2.09 | 22.97 | 6.02 | 34.10 | 4.20 | 3.10 | 6.69 | 36.40 | | | | |
| ΣREE | 438.89 | 2557.71 | 713.29 | 1570.64 | 941.40 | 647.69 | 326.51 | 1886.90 | 893.89 | 472.75 | 1568.47 | | | | |
| ΣLREE | 13.85 | 12.71 | 22.86 | 49.01 | 20.79 | 12.17 | 35.64 | 7.11 | 131.92 | 14.52 | 82.47 | | | | |
| ΣHREE | 422.13 | 2537.44 | 686.72 | 1503.33 | 915.57 | 630.12 | 288.40 | 1875.78 | 728.49 | 453.63 | 1469.29 | | | | |
| Lu _N /La _N | 922.97 | 2289.48 | 1518.56 | 420.63 | 2636.50 | 1086.40 | 644.84 | 3042.86 | 106.87 | 787.82 | 875.56 | | | | |
| Lu _N /Gd _N | 25.95 | 35.47 | 30.86 | 14.16 | 27.87 | 21.71 | 11.82 | 42.17 | 5.58 | 30.33 | 3.75 | | | | |
| Sm _N /La _N | 8.94 | 10.88 | 10.59 | 10.23 | 20.64 | 16.44 | 9.80 | 11.63 | 10.29 | 14.6 | 57.17 | | | | |
| T(T), °C | 756 | 722 | 751 | 888 | 716 | 807 | 686 | 731 | 958 | 701 | 813 | | | | |



Фиг. 3. Положение точек состава цирконов из редкометалльно-титановых россыпей Бешпагирского месторождения в соответствии с выделенными возрастными группами (в условных обозначениях указаны интервалы времени в млн лет). а – диаграмма Yb–U по Grimes C. et al. (2009): I – поле состава циркона, сформированного в породах континентальной коры, II – поле состава циркона, сформированного в породах океанической коры; б – диаграмма U–Y по Andersen et al. (2004): I – поле состава циркона из гранитоидов, II – поле состава циркона из основных пород; в – диаграмма (Sm/La)_n–La по Grimes C. et al. (2009) и Hoskin P.W.O. (2005): I – поле состава циркона из неизменных магматических пород, II – поле состава частично измененного циркона, III – поле состава гидротермального циркона; г – диаграмма Y–Hf по Belousova et al. (2002): I – кимберлиты, II – ультраосновные, основные и породы среднего состава, III – кварцсодержащие средние породы и породы кислого состава, IV – кислые породы с высоким содержанием кремнезема, V – грейзены, VI – щелочные породы и щелочные метасоматиты щелочных комплексов, VII – карбонатиты; д – диаграмма Ce/Ce*–(Sm/La)_n по Hoskin P.W.O. and Schaltegger U. (2003) и Hoskin P.W.O. (2005): I – гидротермальный (метасоматический) циркон, II – магматический циркон; е – диаграмма (Pr/Nb)_n–Eu/Eu* по Каулина Т.В. (2010): I – поле состава магматического циркона, II – поле состава амфиболитового циркона, III – поле состава эклогитового циркона.

циркона, U–Pb датировки которых варьируют в широких пределах от 647 Ма до 2777 Ма (табл. 1, 2). Как было отмечено выше, зерна циркона данной группы, скорее всего, являются элементом терри-

генной составляющей слабометаморфизованных рифейских толщ Бечасынской зоны Большого Кавказа. При этом достаточно уверенно можно выделить четыре возрастные подгруппы: с палео-



Фиг. 4. Распределение нормированных к хондриту REE и особенности морфологического и микроанатомического строения проанализированных зерен циркона Бешпагирского месторождения редкометалльно-титановых россыпей внутри возрастных групп: а – MZ 140–250 Ма, б – PZ 250–330 Ма, в – PZ 250–330 Ма, г – PZ 400–440 Ма, д – PZ 470–560 Ма, е – PR более 560 Ма.

терозойскими U-Pb датировками 2288–2155 Ма (4 зерна) и 1873–1648 Ма (6 зерен), мезопротерозойскими – 1304–1406 Ма (2 зерна) и неопротерозойскими – 834–647 Ма (4 зерна). Учитывая

дискордантность некоторых полученных U-Pb датировок, можно сделать вывод о том, что зерна данной группы вторично подвергались воздействию термальных процессов.

Морфология циркона протерозойской возрастной группы достаточно разнообразна, большинство зерен имеют призматический облик, часто с элементами огранки (фиг. 4). На CL и BSE изображениях внутреннего строения этих зерен отмечается в основном осцилляторный тип зональности. Наибольшая степень преобразования осцилляторной зональности, приближающейся к лоскутному типу, отмечена у более округлых зерен, сохраняющих при этом первоначальный призматический габитус. Таким образом, “окатанность” зерен циркона данной выборки имеет скорее не экзогенную, а эндогенную природу.

Содержания REE определены для шести зерен данной возрастной группы (табл. 4). Спектры распределения REE различны между собой, но в целом существенно отличаются от более единообразных спектров REE в цирконе палеозойской возрастной группы с U-Pb датировками 440–460 и 470–560 Ma (фиг. 4е). У зерен циркона протерозойского возраста более выражена отрицательная Eu-аномалия, в некоторых случаях величина отношения нормированных к хондриту Lu/Cd ниже, чем у палеозойских цирконов Бешпагирской россыпи (табл. 4). У зерна № 138 (1304 Ma) отмечается выположенный спектр REE с повышенным содержанием Σ LREE, относительно пониженным содержанием Σ HREE и незначительно проявленными Ce- и Eu-аномалиями. Рассчитанная с помощью титанового геотермометра температура кристаллизации этого зерна составляет 958°C. Характер распределения REE в зерне № 123 (2004 Ma) соответствует типичному спектру распределения REE в цирконе магматического генезиса с четкой дифференциацией спектра от LREE к HREE и выраженными положительной Ce- и отрицательной Eu-аномалиями. Расчетная температура кристаллизации зерна № 123 равна 813°C. Зерно циркона № 163 (807 Ma) является наиболее обогащенным Σ HREE (1876 ppm) в данной возрастной группе, при этом оно же является и самым обедненным LREE (7.11 ppm). Расчетная температура зерна № 163 порядка 731°C. Содержания Σ REE у оставшихся трех зерен № 13 (2214 Ma), № 111 (1847 Ma) и № 171 (1715 Ma) являются одними из самых низких во всей изученной популяции циркона Бешпагирской россыпи и равны 326.5, 477.6 и 472.7 ppm. Расчетные температуры кристаллизации этих зерен 686 (№ 13), 814 (№ 111) и 701 (№ 171)°C.

Применение кластерного анализа к матрице данных микроэлементного состава циркона протерозойской возрастной группы позволило выделить два типа зерен (табл. 3). К первому типу отнесено 6 зерен с пониженными концентрациями Y (до 357 ppm), Yb (до 101 ppm) и P (до 97 ppm), а также за редким исключением обедненные U (до 150 ppm) и Th (до 150 ppm). Исключением в данной выборке являются незначительно повышен-

ные содержания U (379 ppm) и Th (158 ppm) в центральной части зерна № 123, в то время как микроэлементный состав каймы этого зерна обеднен примесями. Также обеднен микропримесями состав каймы зерна № 13. Состав центральной части этого зерна вместе с зернами № 171 и № 138 отнесен к второму типу. Концентрации микропримесей циркона второго типа характеризуются повышенными, в пределах протерозойской выборки, значениями Y (818–922 ppm), Yb (142–172 ppm) и P (100–290 ppm), а также U (300–643 ppm) и Th (123–263 ppm). Зерно № 163 не подошло ни к одному типу, так как имеет максимальные концентрации Y (1773 ppm), Yb (352 ppm) и P (730 ppm), при достаточно низких содержаниях U (132 ppm) и Th (70 ppm).

Концентрации Zr и Hf не коррелируют с вариациями содержаний микропримесей у выделенных типов циркона. Содержание Hf у циркона с протерозойским возрастом колеблется от 9200 до 11091 ppm. Величина Zr/Hf варьирует в пределах 44–53. Если предположить, что циркон Бешпагирской россыпи имеет магматический генезис, то учитывая концентрации Hf и величину Zr/Hf отношения, можно сделать вывод о его принадлежности к гранитоидам среднего состава. Но обедненность циркона микропримесями не позволяет в полной мере считать большинство зерен данной возрастной группы магматическими.

В качестве обобщения можно отметить, что циркон с палеопротерозойскими U-Pb датировками 2288–2155 Ma (3 зерна) включает зерно № 13, относительно обедненное микропримесями, и еще два зерна, сильно обедненные микропримесями (№№ 72, 123). Характер спектров распределения REE и расчетные температуры кристаллизации фиксируют две различные обстановки: магматическую с температурой 813°C и, возможно, амфиболитовую с температурой 686°C. Циркон с палеопротерозойскими U-Pb датировками 1873–1648 Ma (2 зерна), также отличающийся бедным составом микропримесей и REE, возможно, приурочен к амфиболитовой фации метаморфизма с расчетными температурами кристаллизации 700°C. Зерно № 138 с мезопротерозойской U-Pb датировкой, вероятно, генетически связано с гранулитовой фацией метаморфизма (958°C), о чем свидетельствует несколько обедненный элементами-примесями состав и выположенный характер спектра REE. Состав циркона с неопротерозойскими U-Pb датировками 834–647 Ma (2 зерна) может свидетельствовать о наличии двух обстановок: магматической с температурой кристаллизации циркона 731°C и, вероятно, амфиболитовой с сильно обедненным REE расплавом.

Палеозойская возрастная группа детритового циркона Бешпагирской россыпи (250–560 Ma). К палеозойской возрастной группе относится по-

давливающее большинство изученных зерен циркона. В данном возрастном диапазоне достаточно надежно фиксируется несколько генераций циркона в зависимости от U-Pb возраста, спектра распределения REE и содержания элементов примесей:

– удлиненно-призматический циркон с относительно менее выраженными Ce- и Eu-аномалиями на спектрах распределения REE с U-Pb датировками 470–560 Ма (фиг. 4д);

– циркон с нормальным магматическим спектром REE с U-Pb датировками 400–440 Ма (фиг. 4г);

– циркон с повышенным содержанием Hf и Yb с U-Pb датировками 340–400 Ма (табл. 3);

– циркон, обогащенный REE, с температурой кристаллизации 808–809°C с U-Pb датировками 250–330 Ма (фиг. 4б);

– циркон с нормальным магматическим спектром REE с температурами кристаллизации 699–757°C с U-Pb датировками 250–330 Ма (фиг. 4в).

Палеозойская группа с расчетными датировками в 470–560 Ма включает 21 зерно циркона Бешпагирской россыпи (табл. 1, 2). Характерной морфологической особенностью циркона данной подгруппы является широкое распространение зерен игольчатого (9 зерен) и длиннопризматического (6 зерен) облика (фиг. 4). Меньшим распространением пользуются короткопризматические кристаллы (5 зерен) и осколки (1 зерно). Внутренняя структура игольчатых зерен полосчатая. У длиннопризматических и короткопризматических зерен отмечается осцилляторный и секторальный тип зональности, иногда с признаками резорбции. Лоскутный тип зональности отмечен у единичных зерен короткопризматического облика. Цвет катодной люминесценции циркона данной подгруппы серый с темно-синим, реже голубоватым оттенком.

Спектры распределения REE пяти проанализированных зерен циркона достаточно единообразны (фиг. 4д). Отмечается дифференциация спектров от легких к тяжелым REE. Цериевая и европиевая аномалии выражены, но их глубина несколько меньше, по сравнению с таковыми на спектрах REE более древних протерозойских и более молодых зерен циркона с расчетными датировками 400–440 Ма (фиг. 4). Нарушения единообразия спектров REE описываемой возрастной подгруппы наблюдаются в содержаниях Σ HREE (табл. 4). Расчетные температуры кристаллизации варьируют от 716 до 807°C. Одна из генераций циркона данной подгруппы является более высокотемпературной (888°C). Спектр распределения REE в цирконе высокотемпературной генерации фиксирует повышенные содержания суммы легких REE, что визуально делает спектр более выположенным.

С помощью кластерного анализа выделено три типа циркона, отличающихся составом микропримесей. К первому типу отнесены 9 зерен циркона (табл. 3) обедненных U (44–176 ppm) и Th (до 123 ppm). Концентрации Hf большинства зерен этого типа понижены (7700–8900 ppm), за исключением состава зерна № 73 с содержаниями U (106 ppm), Th (до 78 ppm) и Hf (10582 ppm) и состава обедненной микропримесями каймы зерна № 25 (U – 62 ppm, Th – 35 ppm, Hf – 9751 ppm). Состав зерен второго типа, напротив, отличается повышенными в пределах выборки концентрациями U (255–1075 ppm), Th (60–333 ppm) и Hf (9132–11300 ppm). Связь концентрации Y, Yb и P у зерен циркона первого и второго типов не выявлена. Содержания этих элементов испытывают некоторые вариации, оставаясь условно пониженными. К третьему типу отнесены три зерна циркона (в том числе центральная часть зерна № 25), обогащенные Y (2111–3404 ppm), Yb (400–618 ppm), Dy (46–72 ppm) и P (217 ppm, 849 ppm и 1362 ppm).

Единообразие морфологии и спектров распределения REE циркона описываемого возрастного интервала может указывать на общий для изученных зерен источник вещества. Опыт изучения циркона из вулканогенных толщ средне-основного состава (Федотова и др., 2008; Червяковский и др., 2020) свидетельствует о широком разнообразии концентраций микропримесей при общем обеднении REE, Y, Th и U. Можно предположить, что циркон Бешпагирской россыпи с расчетными датировками 470–560 Ма является цирконом вулканогенных толщ преимущественно среднего состава, что в целом согласуется с данными о геологическом строении фундамента Бешпагирской зоны Большого Кавказа.

К палеозойской группе циркона с расчетными U-Pb датировками 400–440 Ма относятся десять зерен циркона Бешпагирской россыпи. Морфологической особенностью зерен данного возрастного интервала является преимущественное распространение зерен короткопризматического таблитчатого облика, с более сложными элементами огранки (фиг. 4г). Зерна часто имеют включения. Рисунки зональности циркона, сохранившего элементы огранки, осцилляторные. Признаки резорбции осцилляторной зональности и лоскутный тип зональности развиты у псевдоокатанных зерен (фиг. 4).

Распределение REE установлено для шести зерен циркона данной возрастной группы (табл. 4, фиг. 4г). Сумма REE для пяти зерен невысока и колеблется в пределах 600–745 ppm, только для одного зерна (№ 120) Σ REE достигает 1182 ppm. Спектры нормированных к составу хондрита REE дифференцированы от легких к тяжелым REE, имеют ярко выраженные, не имеющие ана-

логов среди спектров REE других возрастных генераций, относительно глубокие Ce- и Eu-аномалии. При этом на спектрах наблюдаются отличия в содержании нормированных к хондриту LREE пар зерен № 164 и № 9 от зерен № 120 и № 54, и отдельных зерен № 70 и № 48 (табл. 4). Температуры кристаллизации, рассчитанные с помощью титанового геотермометра, не обнаруживают корреляций с распределением REE в цирконе данной группы, но имеют определенную зависимость с типами циркона, выделенными по составу микропримесей, определенных методом PCMA.

Применение кластерного анализа позволило выделить три различных по составу элементов-примесей типа циркона. Первый тип циркона (зерна №№ 9, 55, 70, 197) характеризуется низкими концентрациями Hf (6860–8632 ppm) при относительно высоких для данной выборки содержаниях Y (980–2072 ppm), Yb (234–404 ppm), P (122–364 ppm), U (123–431 ppm), Th (166–404 ppm). Температура кристаллизации, рассчитанная для двух зерен циркона первого типа, равна 814 (№ 9) и 776 (№ 70)°C. Величина отношения Th/U у циркона первого типа 0.94–1.37, а Zr/Hf 56–72, что может свидетельствовать в пользу происхождения из магматических пород основного или среднего состава. Ко второму типу отнесены два зерна (№ 48 и № 164) с повышенными концентрациями Hf (10000–11846 ppm), U (573–855 ppm), Th (230–290 ppm) и P (267–451 ppm). Содержания Y (1286–1604 ppm), Yb (242–376 ppm) незначительно ниже, чем у циркона первого типа. Расчетная температура кристаллизации этих зерен 825 и 827°C. Состав микропримесей каймы зерна № 48 по сравнению с составом центральной части, обеднен U, Th, Y, P (табл. 3), что приближает его к циркону третьего типа. Для циркона третьего типа (зерна № 120 и № 54) характерны пониженные концентрации Y (60–649 ppm), Yb (246–180 ppm), P (52–86 ppm), U (17–333 ppm) и Th (160–200 ppm) с расчетными температурами кристаллизации 725 (№ 54) и 765 (№ 120)°C. При этом прекрасно сохранившаяся огранка этих зерен в совокупности с осцилляторной зональностью свидетельствует об их кристаллизации в равновесии с расплавом. В то же время циркон второго и третьего типа возрастного интервала 400–440 Ма характеризуются равнозначными величинами отношения Th/U (0.50–0.67). Величина отношения Zr/Hf циркона второго типа 41–49, а у циркона третьего типа она чуть выше – 47–58.

Отсутствие очевидных корреляций между распределением REE и составом микропримесей в цирконе возрастного интервала 400–440 Ма может найти объяснение в особенностях условий породообразования на данном этапе геодинамического развития Кавказа. Описываемый возрастной интервал, вероятно, приходится на вре-

мя существования в пределах Передового хребта островодужной обстановки, сопровождающейся проградным высокобарическим региональным метаморфизмом, а в пределах Главного хребта – пика высокотемпературного метаморфизма с формированием синметаморфических магматических пород в надсубдукционной зоне. Отсутствие принципиальных различий в составе циркона магматического и метаморфического происхождения, при условии кристаллизации в равновесии с расплавом, значительно затрудняет привязку циркона Бешпагирской россыпи с расчетными U-Pb датировками 400–440 Ма к конкретному типу пород. Можно отметить, что уникальность спектров REE скорее всего фиксирует один источник вещества, а на небольшие расхождения в дифференциации LREE могли оказывать влияние различные сочетания температуры и давления, глиноземистости и щелочности расплава в условиях от близкой к гранулитовой (Главный хребет), эклогитовой и амфиболитовой (Передовой хребет) фации метаморфизма до стадии формирования синметаморфических мигматитов.

Следующая возрастная группа палеозойского циркона с расчетными U-Pb датировками 340–400 Ма, состоит из семи зерен Бешпагирской россыпи. Все семь зерен имеют в своем строении призму в сочетании с острой дипирамидой. Рисунки зональности преимущественно осцилляторные без очевидных признаков резорбции. Цвет катодной люминисценции темно-синий и серый различных оттенков.

Изотопные датировки циркона данной возрастной группы зафиксированы методом лазерной абляции (LA-MC-ICPMS), а потому их микроэлементный состав изучен только методом PCMA. Четыре из пяти зерен циркона описываемой возрастной группы (№№ 65, 80, 210, 150) характеризуются близкими значениями Hf (9735–10591 ppm) и как следствие сходной величиной Zr/Hf (48.1–49.8), а также повышенными концентрациями Y (1400–2000 ppm), Yb (270–500 ppm) и P (230–920 ppm). Содержания U и Th испытывают значительные вариации и не обнаруживают прямой связи с составом других элементов-примесей, за исключением зерна № 150, состав которого обогащен U (538 ppm) и Th (501 ppm) и обеднен Y (695 ppm) и P (55.7 ppm). Еще одно зерно циркона (№ 180) при повышенной концентрации Hf (11982 ppm), имеет незначительные содержания Th, Y, Yb и P (табл. 3). Широкая вариативность содержаний U и Th влечет большую разницу в значениях величины отношения Th/U от 0.03 до 0.93 (табл. 3).

Общие черты морфологического строения зерен циркона описываемой возрастной группы, отсутствие выраженных признаков резорбции ос-

цилляторной зональности и относительное обогащение Y, Yb и P позволяют предположить их генетическую связь с синметаморфическими мигматитами. Обогащенные элементами-примесями зерна циркона так или иначе могли быть связаны с метаморфическими образованиями.

В палеозойской группе циркона Бешпагирской россыпи с расчетными U-Pb датировками 250–330 Ma можно выделить две генерации циркона, имеющие контрастные различия как в составе элементов-примесей, так и в распределении REE. К первой генерации отнесены зерна № 30 и № 132 с концентрацией Hf в 7521–8361 ppm. В строении этих зерен отмечается центральная часть с признаками резорбции осцилляторной зональности, обедненная элементами-примесями, и внешняя оболочка, без видимых признаков зональности, обогащенная U, Th, Y и P (табл. 3). Внешние части зерен данной генерации имеют высокие концентрации Σ LREE (1951–2265 ppm) и Σ HREE (126–133 ppm). Спектры распределения REE четко дифференцированы, имеют ярко выраженную положительную Ce- и Eu-отрицательную аномалии (фиг. 4б). Температура кристаллизации, рассчитанная с помощью титанового геотермометра, составляет 808 и 809°C.

Зерна циркона Бешпагирской россыпи с расчетными U-Pb датировками 250–330 Ma, отнесенные ко второй генерации, имеют призматический и удлиненно-призматический облик с признаками резорбции осцилляторной зональности и серовато-желтым цветом катодной люминисценции. В распределении REE также фиксируются ярко выраженная положительная Ce- и отрицательная Eu-аномалия при плавной дифференциации спектра от легких к тяжелым REE (фиг. 4в). У зерна № 129 Eu-аномалия менее выражена. Расчетная температура кристаллизации у зерен второй генерации составляет 699°C (№ 129) и 757°C (№ 211). При концентрации Hf в 6657–8132 ppm, сопоставимой с таковой у циркона первой генерации, отмечается значительное обеднение REE и элементами-примесями (табл. 3).

Различия в составе палеозойского циркона Бешпагирской россыпи с расчетными U-Pb датировками 250–330 Ma могут указывать на два источника вещества. Обогащенный REE и элементами-примесями циркон, вероятно, связан с проявлениями позднегерцинского магматизма в пределах Передового хребта и Бечасынской зоны. Циркон, обедненный REE и элементами-примесями, с признаками резорбции осцилляторной зональности, скорее всего, связан с гранитоидами повышенной калиевой щелочности.

Мезозойская возрастная группа детритового циркона Бешпагирской россыпи (140–240 Ma). К данной группе относятся шесть зерен циркона Бешпагирской россыпи. Из них четыре зерна

(№№ 66, 87, 134, 217) являются призматическими кристаллами с элементами огранки и коэффициентом удлинения более двух. Еще два зерна (№ 108, № 71) имеют более сложные кристаллографические очертания и короткопризматический облик. Практически все зерна имеют включения. Рисунки зональности призматических зерен осцилляторные, в разной степени резорбированные, что находит отражение как на CL-, так и BSE-изображениях. У двух зерен короткопризматического облика наблюдается пятнистая CL-зональность, в режиме BSE она менее выражена. Цвет катодной люминисценции описываемых зерен желтовато-серый, иногда более яркая желтоватая окраска присуща внешним зонам зерен и каймам.

Содержания REE удалось определить только для двух зерен мезозойской возрастной группы. Распределение REE, нормированных к хондриту, для обоих зерен характеризуется дифференцированным спектром от легких к тяжелым REE с выраженной положительной Ce- и в разной степени выраженной отрицательной Eu-аномалиями (фиг. 4а, табл. 4). Спектры распределения REE зерен № 66 призматического габитуса и № 108 со сложным огранением (фиг. 4а) имеют выраженную положительную Ce-аномалию и четко дифференцированы от LREE к HREE. Зерно № 66 имеет более “глубокую” отрицательную Eu-аномалию. В общих чертах описанные спектры REE являются типично магматическими. Расчет температуры кристаллизации с помощью титанового геотермометра дал следующие результаты – призматический циркон (№ 66) имеет температуру кристаллизации 711°C, а более изометричный циркон со сложной огранкой (№ 108) – 805°C.

Применение кластерного анализа к матрице данных микроэлементного состава циркона мезозойской возрастной группы позволило выделить два типа зерен. К первому типу отнесены призматические зерна №№ 66, 134, 217 с относительно повышенными содержаниями Y, Yb, Dy, P и невысоким содержанием Hf, достигающего 8386 ppm (табл. 3). Величина Hf/Y этих зерен 5.8–6.0. Ко второму типу отнесены короткопризматические зерна № 71 и № 108, обедненные Y, Yb, Dy, U и Th, но с несколько повышенным содержанием Hf (8624–11422 ppm). Величина Hf/Y у них достигает 43 и 57. Содержания микроэлементов призматического зерна № 87 имеют промежуточные значения и не позволяют отнести его ни к первому, ни ко второму типу.

Исследования микрокомпонентного состава циркона Бешпагирского месторождения с U-Pb возрастом 140–240 млн лет позволили выявить в качестве вероятного источника два типа пород – породы средне-основного состава повышенной щелочности с температурами кристаллизации порядка 700°C и породы среднего состава, воз-

можно с температурой кристаллизации до 800°C. Можно предположить, что циркон с относительно низкими содержаниями Hf (до 8386 ppm) генетически связан с проявлениями андезито-базальтового вулканизма в пределах Передового хребта, а циркон с содержаниями Hf 8624–11422 ppm – с проявлениями андезито-дацитового вулканизма Бечасынской зоны.

ВЫВОДЫ

Исследование показало, что циркон в общих чертах запечатлел эволюцию геодинамического развития как минимум ближайших к Ставропольскому своду структур Большого Кавказа. Распределение нормированных к хондриту REE в цирконе показало уникальность спектров каждой зафиксированной эпохи тектоно-магматического развития региона. Данное обстоятельство свидетельствует об особенностях химизма материнских расплавов на разных этапах геологической эволюции региона. При этом относительное обеднение состава всей популяции циркона Ставропольских россыпей REE и Y могло являться следствием преимущественно щелочного и среднего состава палеозойских магматических пород, развитых на Большом Кавказе, а также переплавлением изначально небогатых этими элементами первично осадочных толщ фундамента Бечасынской зоны и возможно Главного хребта. А геохимическая позиция циркона Передового хребта могла определяться направленным изменением океанической коры, заключающимся в ее последовательном обогащении щелочами и смене магматизма толеитовой серии гранитоидами повышенной калиевой щелочности бедными REE и Y.

Несмотря на геохимическую и морфологическую индивидуальность циркона каждой выделенной возрастной группы есть вероятность, что те или иные зерна являлись ксенокристаллами, захваченными расплавом на любом из более поздних этапов тектоно-магматической эволюции региона. Так, например, в юрских (220 Ma) магматических породах Бечасынской зоны отмечено до 50% ксенокристаллов циркона с U-Pb датировками 440, 650 и 1850 Ma (Герасимов и др., 2015), в метапсаммитах Блыбского метаморфического комплекса Передового хребта (350 Ma) – до 70% зерен циркона с более древними с U-Pb датировками 470, 545, 642, 2060, 2540–2660 Ma (Сомин и др., 2013), в неогеновых лейкократовых гранитах Главного хребта (месторождение Тырныауз) – до 50% ксенокристаллов циркона с U-Pb датировками 296–357, 534–622 и 1463 Ma (Соловьев и др., 2021a, б). Поэтому при палеогеографических реконструкциях в комплексе с U-Pb датировками, учтены и особенности состава циркона, позволяющие соотнести его с той или иной гео-

логической структурой. В первую очередь это корреляция состава циркона с типом коры – преимущественно сиалическим типом коры Бечасынской зоны и Главного хребта и базитовым типом коры Передового хребта.

Комплексное исследование популяции детритового циркона Бешпагирского месторождения Ставропольских россыпей позволило установить приуроченность большей половины (53%) проанализированных зерен к слабометаморфизованным терригенным и вулканогенным породам кристаллического фундамента Предкавказского сегмента Скифской плиты, выходы которого широко развиты в Бечасынской зоне Большого Кавказа (фиг. 1). Можно предположить, что вклад этой зоны является наиболее значимым в силу ближайшего расположения к исследуемым россыпям. К тому же слабая метаморфизация терригенно-вулканогенных толщ, возможно, сказалась на активной денудации этих пород как во время позднегерцинского, так и альпийского орогенеза.

Данное наблюдение позволяет предположить, что источником зерен циркона мезозойской возрастной группы (9%) являются триасовые и юрские вулканиты Бечасынской зоны и Передового хребта, развитие которых в первую очередь определялось относительной близостью к Ставропольскому своду. В пользу данного тезиса может свидетельствовать изначально незначительное содержание циркона в породах основного и среднего состава и недостаточное количество времени пенеппена для накопления значительных концентраций этого минерала в неогеновых осадках. Ближайшие к Ставропольскому своду выходы юрских вулканитов известны в пределах Маринского и Кубань-Тырзыльского полигенно-полихронных рудных узлов Бечасынской зоны в среднем течении р. Кубань, а также Марухского полигенно-полихронного рудного узла Передового хребта в среднем течении рр. Большого и Малого Зеленчуков (фиг. 1). В предыдущем исследовании было высказано предположение, что минеральный состав Бешпагирского месторождения, скорее всего, тесно связан с материалом конуса выноса палео-Кубани, а также, возможно, палео-Зеленчуков (Чефранова, Чефранов, 2016), что подтверждается данным выводом.

Циркон с триасовыми и юрскими U-Pb-датировками является самым молодым, а потому площади выходов данных вулканитов в пределах Бечасынской зоны и Передового хребта могут быть надежно зафиксированы при палеогеографических реконструкциях. Участие в качестве источника сноса метаморфических и магматических пород Передового хребта также с высокой долей вероятности установлено как U-Pb датировками циркона, так и особенностями состава исследованного циркона. Участие зоны Главного хребта в

качестве питающей провинции остается дискуссионным не только в силу наибольшей удаленности от Ставропольского свода, но и недостаточности данных для однозначной привязки циркона с расчетными U-Pb датировками 400–440 и 340–400 Ма к данному типу пород.

Итогом данного исследования является установление связи состава и U-Pb датировок циркона Бешпагирского месторождения редкометалльно-титановых россыпей Ставропольского свода с составом пород, развитых в области водосбора рек палео-Кубань и палео-Зеленчуков в пределах Бечасынской зоны и Передового хребта Большого Кавказа. Данный вывод позволяет предложить следующую модель формирования россыпей Ставропольского свода.

В течение неогена на всех этапах развития редкометалльно-титановых россыпей Ставропольского свода, связанных с фазами стабилизации палеоберега регрессирующего бассейна, происходило последовательное обогащение осадков минералами титана и редких земель, достигшее своего максимума в верхнесарматское время. Основными поставщиками терригенного материала являлись палеореки, площади водосбора которых охватывали как минимум Бечасынскую зону и Передовой хребет находящегося на завершающемся этапе орогенеза Большого Кавказа. Активный рост Кавказской суши, начавшийся в олигоцене, приводил к стремительному понижению базиса эрозии, что влекло к усилению темпов механической денудации, особенно в зонах, ослабленных тектоническими деформациями. Все это могло приводить к условиям лавинной седиментации в окраинном палеобассейне, обеспечившей достаточное для формирования россыпных тел количества терригенного материала. В пределах Ставропольского свода отмечена связь минерального состава известных на сегодня россыпных участков и месторождений с перемытыми в зоне мелководья конусами выносов палеорек: Синюхинский участок (средний сармат) – палео-Лаба, палео-Уруп; Невинномысский (караганконк) и Ташлинский (средний сармат) участки – палео-Зеленчуки, палео-Кубань; Калаусский участок (чокрак) и Бешпагирское и Константиновское месторождения (верхний сармат) – палео-Кубань, палео-Зеленчуки; Гофицкое и Камбулатское месторождение (верхний сармат) – реки меньшего порядка, располагающиеся между палео-Кубанью и палео-Малкой.

ФИНАНСИРОВАНИЕ

Работа выполнена в соответствии с планом госзадания ИГЕМ РАН, в рамках гостематики № FMMN-2021-0005 № 121041500227-9.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аранович Л.Я., Бортников Н.С., Зингер Т.Ф., Борисовский С.Е., Матреничев В.А., Перцев А.Н., Шарков Е.Ф., Сколотнев С.Г.* Морфология и элементы-примеси циркона из океанической литосферы осевой зоны Срединно-Атлантического хребта (6°–13° с.ш.): свидетельства особенностей магматической кристаллизации и постмагматических преобразований // *Петрология*. 2017. Т. 25. № 4. С. 1–28.
- Бойко Н.И.* Титан-циркониевые россыпи Ставрополя // *Литология и полезные ископаемые*. 2004. № 6. С. 523–530.
- Большой Кавказ в альпийскую эпоху / Под ред. Ю.Г. Леонова. М.: ГЕОС, 2007. 368 с.
- Буш В.А.* Глубинное строение фундамента Скифской плиты // *Геотектоника*. 2014. № 6. С. 39–54.
- Гамкрелидзе И.П., Шенгелиа Д.М.* Новые данные о возрасте, составе и взаимоотношении пород, слагающих доальпийский кристаллический фундамент Кавказа // *Труды ГИН АН Грузии*. Нов. сер. Вып. 119. 2004. С. 407–424.
- Герасимов В.Ю., Гаранин В.К., Письменный А.Н., Энна Н.Л.* Новые данные о проявлении мезозойского магматизма в Бечасынской зоне Большого Кавказа и оценка возраста регионального метаморфизма // *Вестник Московского университета*. Серий 4. Геология. 2015. № 4. С. 62–73.
- Гроссгейм В.А.* История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья. Ленинград: Гостоптехиздат, 1961. 376 с.
- Камзолкин В.А., Сомин М.Л., Латышев А.В., Видяпин Ю.П., Иванов С.Д.* Об открытии поздневендского фундамента в пределах Блыбского метаморфического комплекса Передового хребта Большого Кавказа // *ДАН*. 2019. Т. 487. № 4. С. 409–413.
- Каулина Т.В.* Образование и преобразование циркона в полиметаморфических комплексах. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2010. 144 с.
- Кременецкий А.А., Громалова Н.А., Белоусова Е., Веремева Л.И.* Изотопно-геохимические особенности новообразованных кайм цирконов – критерий идентификации источников питания Ti-Zr россыпей // *Геология руд. месторождений*. 2011. № 6. С. 516–537.
- Ляхович В.В.* “Цирконовый метод”: Достоинства и недостатки. Статья II // *Вестник Воронежского университета*. Серия геология. 2000. № 9. С. 124–127.
- Патык-Кара Н.Г.* Минерагения россыпей: типы россыпных провинций. М.: ИГЕМ РАН, 2008. 528 с.
- Петрология метаморфических комплексов Большого Кавказа. Под ред. Шенгелиа Д.М., Кориковский С.П., Чичинадзе Г.Л. и др. М.: Наука, 1991. 232 с.
- Рудянов И.Ф.* Условия формирования титан-циркониевых россыпей Ставропольского россыпного района. // *Проблемы геологии и геоэкологии Южнороссийского региона*. Новочеркасск: Набл, 2001. С. 159–169.
- Скублов С.Г., Седова И.С., Глебовицкий В.А., Гембицкая И.М., Саморукова Л.М.* Особенности геохимии цирконов из мигматитов Нимырского блока Алданского щита // *Геохимия*. 2010. № 12. С. 1320–1329.
- Соловьев С.Г., Кряжев С.Г., Семенова Д.В., Калинин Ю.А., Бортников Н.С.* Первые данные по изотопному U-Pb

- возрасту циркона (метод LA-ICP-MS) из лейкократовых гранитов Мо-W-месторождения Тырнауз (Северный Кавказ) Россия // ДАН. Науки о Земле. 2021а. Т. 498. № 2. С. 138–145.
- Соловьев С.Г., Кряжев С.Г., Семенова Д.В., Калинин Ю.А., Кряжев В.С., Емжуев М.С., Бортников Н.С.* Изотопный U-Pb возраст циркона (метод LA-ICP-MS) из магматических пород и некоторые аспекты генезиса Мо-W-месторождения Тырнауз (Сев. Кавказ) // Геология руд. месторождений. 2021б. Т. 63. № 5. С. 427–450.
- Сомин М.Л.* О структуре осевых зон Центрального Кавказа // ДАН. 2000. Т. 375. № 5. С. 662.
- Сомин М.Л., Натапов Л.М., Белоусова Е.А., Крёнер А., Кошилов А.Н., Камзолкин В.А.* Псевдофундамент в доальпийской структуре Передового хребта Северного Кавказа // ДАН. 2013. Т. 450. № 4. С. 445–449.
- Федотова А.А., Бибикина Е.В., Симакин С.Г.* Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. С. 980–997.
- Хаин В.Е., Попков В.И., Юдин В.В.* Палеогеодинамика южного обрамления Восточноевропейского кратона // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2010. № 2. С. 3–9.
- Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Антипов М.П., Быкадоров В.А., Постников И.С.* Особенности строения и развития юго-восточной части Восточно-Европейской платформы и Прикаспийской впадины в позднем докембрии-раннем палеозое // Геотектоника. 2020. № 5. С. 29–54.
- Червяковский В.С., Червяковская М.В., Волчек Е.Н., Слободчиков Е.А., Огородников В.Н.* О геохимии цирконов из андезитов в бассейне р. Исеть, Восточно-Уральская мегазона // Ежегодник-2019, Тр. ИГГ УрО РАН, вып. 167. 2020. С. 97–102.
- Чефранов Р.М., Лаломов А.В., Бочнева А.А., Чефранова А.В., Хрущев Д.П., Федоров О.П.* Геолого-геофизические критерии поисков и разведки ископаемых редкометалльно-титановых россыпей на примере Зауралья // Литология и полезные ископаемые. 2014. № 6. С. 539–553.
- Чефранова А.В., Чефранов Р.М.* Типизация циркона Бешпагирского редкометалльно-титанового россыпного месторождения по морфологическим и микроанатомическим признакам // Георесурсы. 2016. Т. 18. № 3. Ч. 2. С. 228–235.
- Andersen T., Griffin W.L., Jackson S.E., Knudsen T.-L.* Mid-Proterozoic magmatic arc evolution at the southwest margin of the Baltic Shield // Lithos. 2004. 73. 289–318.
- Belousova E.A., Griffin W.L. et al.* Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 602–622.
- Grimes C., John B., Cheadle M. et al.* On the occurrence, trace element geochemistry and crystallization of zircon from in situ ocean lithosphere // Contrib. Mineral. Petrol. 2009. V. 163. № 6. P. 757–778.
- Hoskin P.W.O.* Trace element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. P. 637–648.
- Hoskin P.W.O., Black L.P.* Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon // J Metamor Geol. 2000. № 18. P. 423–439.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U.* The composition of zircons and igneous and metamorphic petrogenesis. M.J. Hancher, P.W.O. Hoskin (Ed) // Zircon Rev. Min. Geochim. 2003. V. 53. P. 27–55.
- Kelly N.M., Harley S.L.* An integrated microtextural and chemical approach to zircon geochronology: refining the Archaean history of the Napier Complex, east Antarctica // Contrib Mineral Petrol. 2005. № 149. P. 57–84.
- McDonough W.F., S.Sun* The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. V. 120. P. 223–253.
- Rubatto, D.* Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism // Chem. Geol. 2002. V. 184. P. 123–138
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B.* Crystallization thermometers for zircon and rutile // Contrib. Mineral. Petrol. 2006. V. 158. P. 413–433.
- Williams I.S.* U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Rev. in Econom. Geol. 1998. № 7. P. 1–35.