

Переход во вмещающие породы основного состава отмечается различными скачками вызванной поляризуемости и кажущегося удельного сопротивления с последующим ступенеобразным ростом кажущегося удельного сопротивления до уровня превышающего 1500 Ом·м, при значениях над продуктивной толщей не превышающих 700-800 Ом·м. Такие зоны в магнитном поле выделяются чуть более плавными переходами от значений на уровне 1200 нТл над метакоматиитами к низким в районе 0 нТл и менее (данные для профиля 0, рис.), уровень аномального магнитного поля имеет различные значения на профилях, но неизменно переход во вмещающие породы характеризуется падением значений приблизительно на 1000 нТл.

Сложность интерпретации геофизических данных связана с неоднородностью распределения рудных минералов. Это обусловлено дифференцированностью первичных лавовых потоков. Вторичные преобразования коматиитов приводят к серпентинизации с образованием магнетита. В нижних частях потока, где содержание оливина максимально, магнетита выпадает больше, чем в остальной толще. Помимо магнетита из рудных минералов присутствуют ильменит и сульфиды (пирротин, пентландит и др). Последующие метасоматические преобразования приводят к потере магнетита. Таким образом, в породах участков имеют место вариации содержания рудных минералов, размерности их зерен и количественных соотношений. Вариации сложно распределены по площади. Эти факты в свою очередь определяют пространственное поведение полей физических параметров.

Выявление характера зависимости геофизических параметров от минерального состава пород участков является целью описываемых исследований. Полученные закономерности должны послужить основой корректной геологической интерпретации геофизических данных. На данный момент, примененный комплекс исследований позволил уверенно выделить контакты с вмещающими породами основного состава. Задача разделения разновидностей измененных ультрамафитов геофизическими методами требует дальнейших исследований.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск, «Карелия», 1981. 143 с.
2. Геология и метаморфизм железисто-кремнистых формации Карелии. Л. 1991. 176 с.
3. Комаров В.А. Электроразведка методом вызванной поляризации. Л., «Недра», 1972. 344 с.

### ДРЕВНЕЙШИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРОЦЕССЫ В АРХЕЕ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА: РЕЗУЛЬТАТЫ МИКРОЗОНДОВОГО ИЗУЧЕНИЯ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ

**Кожевников В.Н.<sup>1</sup>, Скублов С.Г.<sup>2</sup>, Сергеев С.А.<sup>3</sup>, Родионов Н.В.<sup>3</sup>**

<sup>1</sup> Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, kvn04@sampo.ru,

<sup>2</sup> Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, sergey@SS12518.spb.edu,

<sup>3</sup> ВСЕГЕИ имени А.П.Карпинского, Центр изотопных исследований, г. Санкт-Петербург, Sergey\_Sergeev@vsegei.ru

Гидротермальные и гидротермально-метасоматические минеральные ассоциации, включающие растворы/флюиды как активный агент тепло-массопереноса, являются важным источником информации о геохимических и физико-химических характеристиках минералообразующих сред. Будучи одним из главных компонентов рудогенных, в том числе золоторудных систем, они могут возникать на разных стадиях магматических и метаморфических процессов. Явления ремобилизации и переотложения вещества, проявленные практически во всех золоторудных регионах от архея до неогей, требуют точной возрастной оценки. Принципиально важной она становится для архейских зеленокаменных комплексов, в которых полихронные, в том числе протерозойские и более молодые, рудоконтролирующие структуры нередко носят унаследованный характер, и рудные ассоциации оказываются пространственно совмещенными. Именно этим обстоятельством определяется актуальность прецизионного датирования гидротермальных событий в архейских комплексах Карелии, поскольку наряду с представлениями о преобладающе архейском возрасте деформационных структур, массивов «внутренних гранитоидов» и золоторудных процессов в пределах архейских зеленокаменных поясов (ЗКП) [ 1 ], существует точка зрения об их палеопротерозойском, постсвекофеннском (1.72 Ga) возрасте, основанная на Rb-Sr- датировании слюд, полевых шпатов и карбонатов [ 2 ]. Второе обстоятельство, определяющее важную роль датирования всех, в том числе наиболее ранних гидротермальных событий, связано с возможностью реконструкции условий и геохимических обстановок минералообразования и флюидных режимов на ранних этапах развития нашей планеты.

Наиболее ранние гидротермальные процессы хадейского (4.5-3.85 Ga) возраста в истории Земли зафиксированы в детритовых цирконе гидротермального или гидротермально-измененного типа, выделенных из палеопротерозойских кварцевых аренитов и конгломератов района Джек Хиллз в Западной Австралии [ 3 ]. Геохимические и морфологические характеристики этих цирконов во многом аналогичны тем, которые были описаны в публика-

циях по цирконам гидротермального типа из разнообразных, преимущественно рудных объектов [ 4-6 ]. На территории Фенноскандинавского щита признаки наиболее древних гидротермальных систем обнаруживаются в Ведлозерско-Сегозерском ЗКП, где они проявлены в виде пропилитов, связанных с син-поствулканическими автометасоматическими процессами мезоархейского (3.0-2.9 Ga) возраста [ 7, 8].

Ранее нами в результате локального датирования на ионном микрозонде SHRIMP-II единичных зерен циркона из кварцевых аренитов и полимиктовых граувакк, входящих в разрез так называемой платформенной стратотектонической ассоциации в Маткалахтинском ЗКП Восточной Карелии, были: – впервые получено древнейшее конкордантное значение возраста детритового циркона  $3329 \pm 16$  Ma (СКВО=1.6) для Восточной Карелии;

– оценены возрасты (здесь и далее приводятся  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  возрасты) двух последующих метаморфических событий как 3.25 и 3.17-3.10 Ma; – определен конкордантный возраст  $2821 \pm 15$  Ma (СКВО=0.26) магматических пород в Восточной Карелии [ 9 ]. Последующее дополнительное датирование еще 16-ти зерен цирконов из кварцевых аренитов показало, что распределение возрастов носит мультимодальный характер, и на PD- кривой серия пиков отвечает значениям – 3332, 3294, 3248, 3236, 3159, 3099, 2958 и 2822 Ma. В ходе исследования было установлено, что наряду с типично магматическими зёрнами циркона, в изученной совокупности существуют зёрна, несущие геохимические и морфологические признаки, отвечающие гидротермальному или гидротермально-изменённому типу цирконов. К ним относятся: более высокое (в 10-50 раз) содержание U и Th, приводящее к черному цвету в CL; отсутствие магматической осцилляционной зональности; обилие включений других минеральных фаз; наличие пятнистых, амёбовидных, развивающихся по первичному циркону и трещинам в нем участков изменения. Сходная картина наблюдалась и в детритовых цирконах из граувакк.

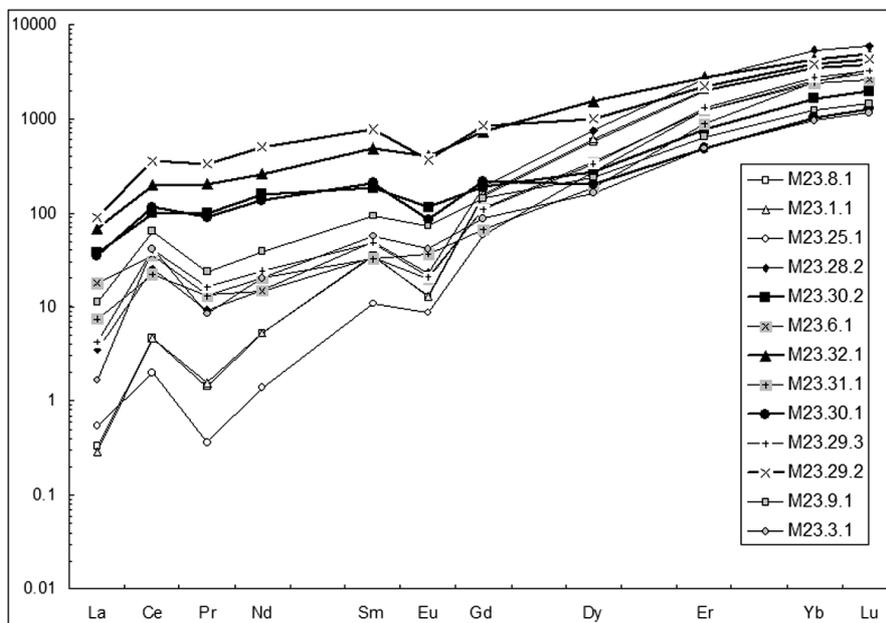
С целью определения состава минеральных включений в датированных зёрнах цирконов, а также геохимических характеристик подвергшихся гидротермальным изменениям участков цирконов было проведено их изучение на микроанализаторе TESKAN. В результате этих исследований доказано, что наиболее древние ( $3334 \pm 11$  –  $3296 \pm 29$  Ma) и наиболее молодые ( $2827 \pm 12$  –  $2825 \pm 12$  Ma) зёрна циркона либо не содержат минеральных включений, либо имеют «примитивный» минеральный набор, представленный кварцем, калиевым полевым шпатом, альбитом, диопсидом. В то же время для зерен, возраст которых определяется интервалом  $3285 \pm 11$  –  $2938 \pm 31$  Ma, весьма типичными признаками является наличие сферических, гнездовидных и связанных с трещинами полостей, выполненных минералами, содержащими летучие (гидроксил, галогены,  $\text{CO}_2$ ): апатит, хлорит, слюда, амфибол, карбонат. В зёрне, возраст которого определен как  $3095 \pm 13$  Ma (точка M23.32.1), гнездообразное включение выполнено биотитом, хлоритом, фтор-апатитом, монацитом и пиритом [ 10 ]. В подвергшихся гидротермальным изменениям участках зерен цирконов в количестве до первых массовых процентов появляются Ca, Fe, Al, Na и LREE. Низкий предел обнаружения REE и других редких элементов на электронном микрозонде, определяемый значениями 100-1000 ppm, сделал необходимым провести более прецизионное их определение.

На ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН (аналитики С.Г.Симакин, Е.В.Потапов) по стандартной методике [ 11 ] было определено содержание REE и ряда редких элементов в зёрнах циркона. Диаметр анализируемого участка не превышал 15-20 мкм, относительная ошибка измерения для большинства элементов не превышала 15%, порог обнаружения в среднем составлял 10 ppb. В четырех ранее выделенных группах цирконов в 11 зёрнах были проанализированы 13 точек, в которых ранее была исследована U-Th-Pb система [ 9 ]. Было определено содержание 11 лантаноидов, P, Ca, Ti, Sr, Y, Nb, Ba, Hf, Th и U, а также рассчитаны наиболее важные геохимические параметры, включающие величины: Th/U отношения, Eu- и Ce – аномалий,  $\Sigma\text{REE}$ ,  $\Sigma\text{LREE}$ ,  $\Sigma\text{HREE}$  и нормированные по хондриту C1 [ 12 ] отношения  $\text{Lu}_N/\text{La}_N$ ,  $\text{Lu}_N/\text{Gd}_N$  и  $\text{Sm}_N/\text{La}_N$ .

По большинству геохимических параметров, типоморфных для гидротермальных изменений цирконов, выделились 3 группы зерен или доменов в отдельных зёрнах- неизменные, претерпевшие слабое или сильное изменение. Две группы неизменных цирконов, включающие наиболее древние ( $3334 \pm 11$  –  $3296 \pm 29$  Ma, точки M.23.8.1, M.23.1.1 и M.23.25.1) и наиболее молодые ( $2827 \pm 12$  –  $2825 \pm 12$  Ma, точки M.23.9.1 и M.23.3.1) зёрна, заметно различаются между собой по содержаниям Ca (средние соответственно: 0.26 и 2.89 ppm), Ti (5.78 и 23.85 ppm), Y (1620 и 568 ppm), Th (19.6 и 46.0 ppm), U (54.3 и 89.0 ppm),  $\Sigma\text{REE}$  (1036 и 435.5 ppm),  $\Sigma\text{LREE}$  (4.33 и 49.0 ppm),  $\Sigma\text{HREE}$  (1027 и 372.5 ppm) и по отношениям  $\text{Lu}_N/\text{La}_N$  (10005.9 и 414.2),  $\text{Lu}_N/\text{Gd}_N$  (33.9 и 11.6), и  $\text{Sm}_N/\text{La}_N$  (81.2 и 21.1). Такие различия скорее всего отражают прогрессирующее влияние на состав цирконов континентально-корового материала за счет вертикального наращивания в течении полумиллиарда лет коры Водлозерского палеократона, снижения геотермического градиента и углубления очагов генерации кислых магм.

Наиболее чувствительными индикаторами степени изменения выступают: выполаживание профиля распределения REE и редуцированная Ce-аномалия, более высокое в измененных участках содержание Th (среднее по 4 точкам – 300.5 ppm), U (669 ppm), Ca (132.4 ppm), Sr (9.05 ppm) и Ba (17.3 ppm). Большие вариации содержания P (157-464 ppm), Ti (15.0-46.0 ppm), Nb (8.24-29.2 ppm) и Hf (6324-9164 ppm), Th/U отношения (0.22-0.54), величины Eu-аномалии ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.29-0.79$ ) носят несистематический характер, перекрываются со значениями в неизменных зёрнах и в нашем случае скорее всего не отражают степень изменения цирконов. Распределение REE (см. рис.) является типичным для немантийных магматических цирконов, в разной степени претерпевших гидротермальное из-

менение. В неизменных зернах и участках (точки M.23.8.1, M.23.1.1, M.23.25.1 и M.23.3.1) наблюдается резко фракционированное с увеличением от LREE к HREE распределение REE с положительной Ce-аномалией ( $Ce/Ce^* = 4.58-11.23$ ). Слабоизмененные цирконы (точки 28.2, 31.1, 6.1, 29.3 и 9.1) характеризуются менее фракционированным распределением REE, меньшей величиной Ce-аномалии ( $Ce/Ce^* = 2.23-4.48$ ). Наконец, наиболее измененные цирконы (точки M.23.30.2, M.23.32.1, M.23.30.1 и M.23.29.2) характеризуются слабофракционированным распределением REE ( $Lu_N/La_N = 35.4-72.7$ ), резким обогащением LREE ( $\Sigma = 150-499$  ppm) и редуцированной Ce-аномалией ( $Ce/Ce^* = 1.61-2.32$ ).



**Нормированное по хондриту C1 распределение REE в не измененных магматических (M.23.8.1, M.23.1.1, M.23.25.1 и M.23.3.1), слабоизмененных (M.23.28.2, M.23.31.1, M.23.6.1, M.23.29.3 и M.23.9.1) и сильноизмененных (M.23.30.2, M.23.32.1, M.23.30.1 и M.23.29.2) зернах циркона из кварцевых аренигов Маткалахтинского ЗКП**

В двух зернах, где были сделаны определения по двум точкам, обнаружилось важные соотношения возраста и характера изменения цирконов. В зерне M23.30 в точках 2 и 1, имеющих практически идентичные геохимические характеристики сильноизмененных цирконов, возраст определен как  $3231 \pm 9$  и  $3095 \pm 13$  Ma, соответственно. С другой стороны, в зерне M23.29 возраст в точке 3 с признаками слабого гидротермального изменения и в точке 2, где проанализирован сильноизмененный циркон, оказался практически одинаковым ( $2957 \pm 8$  и  $2953 \pm 8$  Ma, соответственно). Ранее измеренный в этом зерне в точке M.23.1 возраст неизменного циркона составил  $2963 \pm 8$  Ma [ 9 ]. Возрастной интервал в 136 Ma между обоими определениями в первом зерне скорее всего отражает два эндогенных события, нарушившие исходные геохимические системы в цирконах. Во втором – интервал в 10 Ma с тремя фиксированными возрастными отвечает длительности (возможно неполной) функционирования автометасоматической постмагматической системы.

Судя по минеральным включениям и геохимическим характеристикам измененных участков зерен цирконов, можно выделить два кульминационных события, возрасты которых соответствуют 3.15 и 2.95 Ga. Интенсивность первого события была достаточно велика. Она определялась ростом содержания REE в измененных участках цирконов (с преобладанием LREE), Ca, Ba, Th, U, Fe, Al, Na на фоне падения содержания Zr, что объясняется как изоморфным вхождением ряда элементов в решетку циркона, так и, по-видимому, присутствием крипнокристаллических минеральных фаз. Подобный процесс мог быть обеспечен наличием в системе F, Cl и, возможно, S, обеспечивавших подвижность Zr [ 13-15 ], и углекислоты, которая обеспечивала мобильность REE. Признаки всех агентов мобилизации и транспорта элементов обнаруживаются в вышеприведенных данных по минеральным включениям в изученных зернах.

Для оценки положения древнейших гидротермально-метасоматических событий в изотопно-возрастной шкале восточной части Карельского кратона и Фенноскандинавского щита важную роль играет сопоставление этих результатов с данными, полученными при аналогичном изучении цирконов из гранитоидов Водлозерского палеократона [ 16 ]. Для зонального зерна, имеющего ядро с твердофазными (ортотлаз, ортопироксен, ильменит, галенит, кварц и бастнезит) и расплавленными включениями, а также зональные магматическую и метасоматическую оболочки, был определен возраст последних –  $3127 \pm 15$  и  $3146 \pm 25$  Ma. Эти значения очень близки к возрасту кульминационного нарушения геохимических систем в детритовых цирконах из терригенных осадочных пород Маткалахтинского ЗКП, одним из источников которых могли являться тоналиты р.Выг.

Геохимическая специфика аутометасоматических изменений древнейших магматических цирконов и минеральных включений в них свидетельствуют об их «примитивном» характере и малом объеме «эфемерного» флюида, подобно тому, как это имеет место в хадейских цирконах Джек Хиллз [ 3 ]. Все это накладывает ограничения на возможную рудогенерирующую роль древнейших гидротермально-метасоматических процессов.

*Исследование выполнено в рамках бюджетного финансирования инициативных тем плана НИР ИГ КарНЦ РАН «Архейские кратоны Земли: строение, происхождение, эволюция, рудогенез» и «Раннедокембрийская геодинамика юго-восточной части щита Фенноскандинавского щита: геологический, геохимический, геохронологический и палеонтологический аспекты», Программы президиума РАН № 18, грантов МД-551.2007.5 и РФФИ-08-05-98815-р\_север\_а.*

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Кожевников В.Н., Голубев А.И., Рыбаков С.И. Факторы контроля золотометалльного оруденения в архейских зеленокаменных поясах: сравнительный анализ Сьюпириор и Карельского кратонов // Отеч. геология, № 3, 1998, с.55-64.
2. Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Носова А.А., Шатагин К.Н.. Палеопротерозойская золоторудная минерализация в архейских и палеопротерозойских гранитоидах Карелии // Материалы I Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. Геология и геодинамика архея. СПб. 2005, с. 220-226.
3. Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. Cosmochim. Acta, V. 69, №3, 2005, P.637-648.
4. Clauou-Long J.C., King R.W., Kerrich R. Achaean hydrothermal zircon in the Abitibi greenstone belt: constraints on the timing of gold mineralization // Earth Planet. Sci.Lett. 98, 1990, pp.109-128.
5. Oreskes N., Einaudi M.T. Origin of rare earth element-enriched hematite breccias at the Olympic dam Cu-U-Au-Ag deposit, Roxby Downs, S. Australia // Econ. Geol., 85, 1990, pp.1-28.
6. Mernagh T.P., Lawrie K.C., Belousova E.A., van Achterbergh E., Ryan C.G. The identification of hydrothermal zircons in mineral deposits // Abstracts SEG 2004 Predictive Mineral Discovery Under Cover, Eugen Stumpfl Memorial Symposium, Perth, Western Australia 27 September-10 October, p.444-447.
7. Рыбаков С.И. Метаморфизм осадочно-вулканогенных формаций раннего докембрия Карелии. Петрозаводск, 1980, 136 с.
8. Рыбаков С.И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л., 1987, 269 с.
9. Кожевников В.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Сергеев С.А. Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия. Геологическая корреляция. т.14, №3, 2006, С.19-41.
10. Кожевников В.Н., Сергеев С.А., Сыстра Ю.Й., Сафронов А.Н., Кевлич В.И., Макарихин В.В., Рычанчик Д.В. Цирконы из терригенных метасадков как индикаторы древних рудогенных систем: возрасты, геохимия, минеральные включения // Мат-лы Всероссийской конференции «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минералогия Северо-Запада России». 12-15 ноября, Петрозаводск 2007. С.173-176.
11. Smirnov V.K., Sobolev A.V., Batanova V.G. et al. Quantitative SIMS analysis of melt inclusions and host minerals for trace elements and H<sub>2</sub>O // Eos Trans. AGU. 1995. V. 76 (17), Spring Meet. Suppl., S270.
12. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223-253.
13. Rasmussen B. Zircon growth in very low grade metasedimentary rocks: evidence for zirconium mobility at ~250°C // Contrib. Mineral. Petrol., 2005, v.150, № 2, P.146-155.
14. Jiang S.-Y., Wang X.-S., Zhao K.-D. Mobility of high field strength elements (HFSE) in magmatic-, metamorphic-, and submarine-hydrothermal systems // Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C, V. 30, №17-18, 2005, P. 1020-1029.
15. Rubin J.N., Henry C.D., Price J.G. The mobility of zirconium and other «immobile» elements during hydrothermal alteration // Chemical Geology, V.110, №1-3, 1993, P. 29-47.
16. Сергеев С.А., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Толмачева Е.В., Бережная Н.Г., Матуков Д.И., Лохов К.И., Антонов А.В.. Возраст и геохимические особенности цирконов древних гранитоидов р.Выг (Юго-Восточная Карелия) // Геохимия, 2008, №6, С.1-13.

#### МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ МОНИТОРИНГА РАДОНА ТЕРРИТОРИИ КАРЕЛИИ

**Кожухов С.А.<sup>1</sup>, Белашев Б.З.<sup>2</sup>, Савицкий А.И.<sup>2</sup>**

<sup>1</sup>Институт динамики геосфер РАН, г. Москва

<sup>2</sup>Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск, [belashev@krc.karelia.ru](mailto:belashev@krc.karelia.ru)

Радоновая съемка ориентирована на поиск уран содержащих минералов, выявление напряженно деформированных участков и тектонических нарушений земной коры. Часто данные радоновой съемки, приводимые в литературе по одному и тому же участку, отличаются в несколько раз, что существенно превышает погрешности приборов и статистический разброс. Эти различия объясняют искажением поля давлений в почвенной атмосфере и вариациями потока радона под влиянием приливных сил, колебаний метеорологиче-