Геохимическая специфика автометасоматических 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. Claoue-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 Clober, 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 метаосадков как индикаторы древних рудогенных систем: возрасты, геохимия, минеральные включения // Мат-лы Всероссийской конференции «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения 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<sup>o</sup>C // Contrib. Mineral. Petrol., 2005, v.150,  $N_{2}$  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

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 подпочвенной атмосфере и вариациями потока радона под влиянием приливных сил, колебаний метеорологических параметров, волновой нагрузки и других сильных возмущений природного и техногенного характера, меняющих структуру среды и проницаемость каналов миграции газов.

На выявление и изучение таких связей были направлены исследования объемной активности радона, проводимые в Карелии в 2007 г. Выбор территории обусловлен ее расположением в восточной части устойчивого Фенноскандинавского щита, в настоящее время испытывающего медленное поднятие, существованием районов, различающихся по уровню тектонической активности, раздробленности фундамента, контрастности движений в геологическом прошлом, наличием крупных водоемов и разрабатываемых месторождений полезных ископаемых.

Измерения вариаций объемной активности радона выполняли автоматизированным радиометром радона PPA-03 с погрешностью не более 20%. Отбор проб из грунта проводили по стандартной методике с глубины 50-80 см. Интервал мониторинга объемной активности радона выбирали в соответствие с задачей от 10 минут до часа. Продолжительность мониторинга в одном месте составляла несколько суток. Радоновое картирование выполняли радиометром альфа-активных газов РГА-500. Для измерения фоновых содержаний естественных радионуклидов (калия-40, радия-226, тория-232) в горных породах в окрестностях прилегающих к станциям мониторинга радона использовали гамма-спектрометр РКП-305М.

Для районов глубинных разломов и приповерхностной сейсмичности, было показано, что вариации гамма фона и объемной активности радона, нормированные на среднесуточные значения, могут характеризовать геологические особенности, выявлены статистически значимые корреляции временных рядов объемной активности радона и приливной силы, проявляющиеся в наличие общих детерминированных полусуточных и суточных периодов 12.2 и 23.3 час [1].

В данной работе изучали влияние на эсхаляцию радона волновой нагрузки и промыщленных взрывов. Измерения проводили в южной части губы Домашняя Белого моря в деревне Паньгома, на берегу р.Кузема на расстоянии 2.5 км от моря и в п. Сигма, расположенном 25 км западнее. Волновая нагрузка, характерная для Белого моря в это время, генерирует упругие волны в грунте, превышающие по амплитуде уровень сейсмического фона, способные изменить объемную активность сорбированного радона. Возмущения от массовых взрывов на поле подпочвенного радона изучали в районе г. Костомукша на расстоянии 25 км от карьера.

Зарегистрированные средние отклонения от нормированных среднесуточных значений объемной активности радона во всех случаях находятся в пределах точности измерений. В частности, для измерений на берегу р.Кузема отклонения составили 16%, а для п.Сигма – 12%. Таким образом, предложенная методика традиционно требует проверки на большем массиве данных.

Повысить информативность измерений можно их апостериорной обработкой при помощи вейвлет преобразования, как средства фильтрации данных, выделения скачков и моментов смены режимов [2].



Характерная особенность спектрограммы коэффициентов стационарного вейвлет преобразования объемной активности радона в г.Костомукша (рис.) по времени совпадает с промышленным взрывом в карьере, отвечающим времени регистрации 140 часов.

Работа выполнена при частичной поддержке РФФИ (грант № 08-01-98804 р а).

#### ЛИТЕРАТУРА

 Адушкин В.В.,.Дивнов И.И, Кожухов С.А. Поля подпочвенного радона в восточной части Балтийского щита // В кн. Динамические процессы в системе внутренних и внешних взаимодействующих геосфер – М., Геос, 2005, с.173-178.
Малла С. Вэйвлеты в обработке сигналов – М., Мир, 2005, 671с.

# ТЕКТОНИКА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ СТРУКТУР КАРЕЛЬСКОГО МАССИВА

#### Колодяжный С.Ю.

Геологический институт РАН, Москва, e-mail: kolod@ginras.ru

Долгоживущие зоны сдвиговых дислокаций являются важнейшими элементами тектоники палеопротерозойского этапа развития Карельского гранит-зеленокаменного массива (КМ). Сдвиги обычно унаследуют ранние структурные неоднородности КМ: лопийские зеленокаменные пояса, области обрамления и элементы внутренней тектонической делимости Западно-Карельского и Водлозерского древнейших доменов. В свою очередь, зоны сдвиговых дислокаций контролируют тектоническую позицию палеопротерозойских вулканогенно-осадочных комплексов (карелиды), слагающих протяженные пояса, узко сжатые синклинальные структуры или относительно пологие мульды (рис. 1, А). Практически все палеопротерозойские структуры размещаются в пределах зон сдвиговых дислокаций или в областях их динамического влияния. Их тектоническая форма в плане и в разрезе зависит от характера размещения сдвигов и режима сдвиговых деформаций. Пережатые синклинали обычно маркируют транспрессионные сегменты сдвиговых зон; области их постепенного раскрытия и перехода в мульдообразные структуры соответствуют сегментам развития транстенсионного веера сдвигов, как, например, Онежская и Сегозерская мульды, расположенные в области южной виргации Центрально-Карельской зоны сдвига (рис. 1, А). Лехтинская и Шомбозерская синклинали приурочены к сегментам изгиба сдвиговых зон. Реконструируются синклинали с пережатыми килевидными днищами, испытывающие вместе с осложняющими их нарушениями раскрытие по восстанию наподобие пальмового дерева. Эта особенность подчеркивает транспрессионную природу вмещающих такие структуры сдвиговых зон.

Крутопадающие зоны сдвига густо пронизывают весь массив и образуют системы овально-концентрических и диагональных нарушений. К первой из них относятся сдвиговые структуры краевых частей КМ, образующие полузамкнутый Циркум-Карельский пояс (Восточно-Карельская (ВК), Северо-Карельская (СК), Ветреный пояс (ВП), сдвиги западной части КМ). В центральной части кратона фрагмент овально-концентрической системы сдвигов составляет Центрально-Карельская зона. Диагональные сдвиги представлены субмеридиональными зонами (Койкарско-Выгозерская, Хаутоваарская и др.), обнаруживающими признаки сопряженного развития с овально-концентрическими системами нарушений. В целом эти системы сдвиговых зон организованы по принципу крупномасштабной вихревой структуры, кинематически связанной с дифференцированным, но общим вращением области карелид по часовой стрелке [2,3]. Такой стиль тектоники, предопределяемый крутопадающими сдвигами, сопряженными с ними надвигами и сбросами свойственен лишь верхним уровням коры КМ.

В сейсмических разрезах КМ обособлено четыре субгоризонтальных, но сильно тектонически нарушенных слоя с различными отражающими свойствами: 1) верхнекоровый слой с отражениями средней – слабой интенсивности; 2) среднекоровый слой с сильно дифференцированным волновым полем и интенсивными отражениями; 3) средне-нижнекоровый сейсмически "прозрачный" слой; 4) нижнекоровый слой с интенсивными субпараллельными отражениями (рис. 1, Б, В). На профиле 4В общая конфигурация этих слоев во многом сопоставима со скоростной субгоризонтальной расслоенностью, выявленной методом ГСЗ [1]. Выделенные слои отражают элементы термодинамической и, как следствие, реологической и тектоно-метаморфической расслоенности раннедокембрийской коры. Данная расслоенность была наложена на архейские покровно-надвиговые ансамбли и формировалась преимущественно на протяжении раннего палеопротерозоя. Сведения о динамике беломорских комплексов, располагавшихся в этот период времени на уровне нижней – средней коры, показывают, что в глубинных слоях коры активно развивались процессы субгоризонтального течения [4]. В результате этого конфигурация слоев менялась: развивались пережимы и раздувы, поднятия и прогибы, области оттока и нагнетания. Последующие свекофеннские коллизионные события обусловили интенсивные деформации и окончательно нарушили первичную субгоризонтальную расслоенность. В частности, среднекоровый слой (2) испытал тектоническую эксгумацию в области Беломорского пояса (БП) (рис. 1, Б, В). Данный слой, реологически сопоставляемый с беломорскими комплексами пород, отличается высокой тектонической расслоенностью дисгармоничной по отношению к структурам смежных слоев. Крутопадающие зоны сдвига верхней коры (1), сохранившейся в области КМ, в его пределах листрически выполаживаются. Подошва этого слоя, расположенная на глубинах 15-20 км, по ряду признаков является зоной регионального срыва – детачмента.