

*Российская академия наук
Отделение наук о Земле*

**КОЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ**

ДЕПАРТАМЕНТ ЭКОНОМИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ МУРМАНСКОЙ ОБЛАСТИ

**ГЕОЛОГИЯ И ГЕОЭКОЛОГИЯ:
ИССЛЕДОВАНИЯ МОЛОДЫХ**

Материалы XIX конференции молодых ученых, посвященной памяти
члена-корреспондента АН СССР профессора К.О.Кратца
г.Апатиты, 24-28 ноября 2008 г.

Апатиты
2008

Печатается по постановлению
Президиума Кольского научного центра Российской Академии наук

УДК: 55+552.11+550.948+502
ISBN 978-5-91137-058-9

Геология и геоэкология: исследования молодых.

Материалы XIX конференции молодых ученых, посвященной памяти члена-корреспондента профессора К.О. Кратца. 24-28 ноября 2008 г.
– Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2008. – 157 с.

Сборник материалов конференции включает доклады молодых специалистов академических, учебных и производственных организаций России и зарубежных стран, в различных областях наук о Земле представленные на XIX конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР профессора К.О.Кратца, проходившей 24-28 ноября 2008 г. в Геологическом институте КНЦ РАН, г.Апатиты. Он состоит из трёх тематических частей: Геология полезных ископаемых, общая геология и геохронология, - Петрология и геохимия, - Геофизика и геоэкология.

В статьях, представленных к публикации, рассматриваются не только проблемы региональной геологии и экологии, но и общего научного, прикладного и методического значения.

Сборник будет интересен и полезен ученым, аспирантам, студентам, ведущим исследования в области геологии, геохимии, геохронологии, геоэкологии и других геологических дисциплин.

Главный редактор – акад. РАН **Митрофанов Ф.П.**
Научные редакторы – секции 1 – д.г.-м.н. **Баянова Т.Б.**,
секции 2, 3 – д.г.-м.н. **Войтеховский Ю.Л.**, к.г.-м.н. **Припачкин В.А.**
Техническая редакция – отдел НТИ ГИ КНЦ РАН

*Конференция проведена при финансовой поддержке Отделения наук о Земле
и Департамента экономического развития Мурманской области.*

©Геологический институт КНЦ РАН, 2008
©Авторский коллектив, 2008

Предисловие главного редактора

Всероссийская конференция молодых ученых посвящена член-корреспонденту АН СССР Кауко Оттовичу Кратцу.

В работе конференции принимают участие молодые ученые, аспиранты и студенты центров и отделений РАН, университетов и институтов России, ближнего и дальнего зарубежья. Большая часть этих конференций, поочередно в Геологическом институте Кольского НЦ РАН (г.Апатиты), Институте геологии Карельского НЦ РАН (г.Петрозаводск) и Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г.С.-Петербург) организуется и проводится советами молодых ученых при поддержке руководства этих институтов.

Оргкомитетом XVIII конференции, проводившейся 8-13 октября 2007 г. в г.Санкт-Петербурге, было рекомендовано провести XIX конференцию 24-28 ноября 2008 г. в г.Апатиты на базе Геологического института КНЦ РАН. На нынешнюю конференцию представлено около 60 докладов, большинство из них будут рассмотрены на секционных заседаниях. Участниками XIX конференции стали молодые сотрудники научных, производственных и учебных организаций Москвы, Санкт-Петербурга, Петрозаводска, Новосибирска, Тюмени, Ростова-на-Дону, Костомукши, Иркутска, Сыктывкара, Екатеринбургa, Воронежа, Владивостока, Киева, Вильгельмсхафена и Апатит. В представленных докладах затрагивается широкий круг проблем, которые освещаются в материалах конференции, включающих разделы: 1) Геология полезных ископаемых, общая геология и геохронологии; 2) Петрология и геохимия; 3) Геофизика и геоэкология.

Проведение конференций молодых ученых Северо-Запада России стало традиционным. Опыт их проведения в гг. Апатиты, Петрозаводск, С.-Петербург показывает, насколько они плодотворны для роста квалификации молодых исследователей, как расширяется круг их научных интересов, какие новые научные направления и методы привлекают молодежь. При этом не маловажно их общение друг с другом, возможность создания неформальных творческих групп из представителей разных научных школ, различных научных, учебных и производственных организаций. Кроме того, во время таких конференций их участники имеют возможность встретиться с учеными старшего поколения и провести вместе полевые экскурсии на интересных геологических объектах.

Все большее число исследований имеет инновационно привлекательный характер.

Высокая оценка конференций дана не только ведущими специалистами-геологами России, но и стран ближнего и дальнего зарубежья. Материалы, представляемые на XIX конференцию, будут интересны геологам, геохронологам, геохимикам, геофизикам и геоэкологам.

Вместе с Кауко Оттовичем Кратцем скажем: «Успехов вам, Молодые!...»

С наилучшими пожеланиями участникам конференции,
академик РАН

Ф.П. Митрофанов

КАУКО ОТТОВИЧ КРАТЦ (1914-1983) – ЗНАЧЕНИЕ ЕГО ЛИЧНОСТИ И ЕГО ИДЕЙ ДЛЯ РОССИЙСКОЙ ГЕОЛОГИИ

Кауко Оттович Кратц - заслуженный деятель науки Карельской АССР, лауреат Государственной премии СССР, кавалер двух орденов Трудового Красного Знамени, член-корреспондент АН СССР, доктор геолого-минералогических наук - был крупным ученым, ведущим советским специалистом в области геологии, петрологии и геохронологии докембрия. Его геологические интересы в региональном отношении распространялись в основном на Карелию и Кольский полуостров, т.е. на российскую часть Балтийского щита - по современным критериям область страто- и тектонотипическую для раннего докембрия, которая и стала таковой во многом благодаря многолетним усилиям К.О.Кратца и геологов-докембристов его научной школы.

К.О.Кратц родился 16 июня 1914 г. в Канаде, в г.Садбери. Его родители - рабочие, финны по национальности, - эмигрировали туда в 1906 г. из Финляндии. В Канаде К.О.Кратц окончил горно-техническое училище, а в 1932 г. вместе с родителями переехал в СССР, где вскоре, в январе 1933 г., семья получила советское гражданство. Сначала К.О.Кратц работал преподавателем в строительном техникуме и техником-конструктором на авторемонтном заводе



г.Петрозаводска, затем, в 1934 г., стал студентом геолого-почвенного факультета Ленинградского государственного университета, который окончил в 1939 г. по специальности «петрология».

В 1939-1941 гг. К.О.Кратц, уже геологом, начальником партии Ленинградского геологического управления, проводил геолого-съёмочные и поисковые работы в Кейвской структуре Кольского полуострова и одним из первых описал широкое проявление здесь процессов щелочного метасоматоза, связанного с комплексом щелочных гранитов. Рукописные отчеты тех лет, составленные К.О. Кратцем в соавторстве с одним из лучших знатоков Кольской геологии Л.Я.Харитоновым, до сих пор цитируются в публикациях по этому комплексу пород.

Началась война, и К.О.Кратц в 1941 г. был призван на военную службу, но в 1942 г. демобилизован из госпиталя по состоянию здоровья, после чего возвращается к геологической работе – в Сибгеолнерудтресте г.Иркутска ведет геологическую съёмку слюдяных месторождений Бирюсинской и Мамской провинций.

Проработав один послевоенный год в Центральной научно-исследовательской лаборатории геологии НКПСМ в г.Москве и подготовив сводный отчет по проблеме абразивного граната, Кауко Оттович в 1946 г. переезжает в Петрозаводск, где начинается плодотворнейший период его геологической деятельности, способствовавшей его становлению и как профессионального специалиста, и как ученого, и как руководителя научных творческих коллективов.

В послевоенные годы в Карельском филиале АН СССР под руководством профессора П.А.Борисова и академика А.А.Полканова очень слаженно и самоотверженно трудился коллектив молодых геологов, и его полноправным членом становится К.О.Кратц. В 1946 г. он поступает в заочную аспирантуру к академику А.А.Полканову на кафедру петрографии геологического факультета ЛГУ. Это тоже очень важный факт в научной его биографии: умом и стараниями К.О.Кратц не только приобретает право считаться лучшим учеником этого выдающегося геолога и петролога, но и вовлечен им в творческое содружество, став преемником его глубоких знаний и профессионального мастерства.

Летнее время этих лет Кауко Оттович проводит в полевых исследованиях на геологических объектах Карелии, составляет первичные геологические карты, а зимой у него - аспирантская учеба и серьезная петрологическая камеральная обработка материалов. Именно в 40-50-е годы им был сформулирован его основной принцип исследования: без петрологии не может быть ни стратиграфии, ни тектоники, ни металлогении раннего докембрия. Истоки этого принципа лежат еще в классической работе А.А.Полканова «Геолого-петрологический очерк северо-западной части Кольского полуострова»

в двух частях (1935, 1937), а претворен он во всех, в том числе и последних трудах К.О.Кратца и исследователей научной школы Полканова-Кратца - сотрудников Института геологии и геохронологии докембрия РАН, Института геологии Карельского НЦ РАН и Геологического института Кольского НЦ РАН.

Весной 1950 г. К.О.Кратц защищает в ЛГУ кандидатскую диссертацию на тему «Иютнийские диабазовые интрузии Карелии и их железорудное оруденение». Во многих официальных отзывах специалистов тех лет отмечалось, что по глубине и детальности проработки фактического материала, по своему научному уровню эта петрологическая работа соответствует докторской диссертации. Показательно и то, что в 1955 г. в предисловии к своему капитальному труду о естественных рядах магм А.А.Полканов назвал двух своих бывших аспирантов - К.О.Кратца и Д.А.Великославинского - соавторами в разработке этого важного петрологического направления.

С 1948 г. К.О.Кратц с группой геологов из Петрозаводска приступает к систематическому исследованию стратиграфии и тектоники раннего докембрия Карелии. Первые результаты в машинописных отчетах геологических фондов появляются с 1949 г., а в 1955 г. в Трудах Лаборатории геологии докембрия уже дается обобщение по стратиграфии и тектонике протерозоя Балтийского щита, основанное на новых данных.

В то время в геологии господствовала геосинклиальная концепция развития складчатых областей и было практически важно использовать ее сильные положения применительно к глубоко метаморфизованному раннему докембрию. Так и действовали геологи группы К.О.Кратца в Карелии. Постановка этих исследований, проводившихся по запросу Северо-Западного геологического управления, была вызвана тем, что широко развернувшиеся в те годы на территории Карелии геологосъемочные и поисково-разведочные работы приносили все новые данные по геологии докембрия, которые не могли быть достаточно полно объяснимы с позиций существовавших ранее представлений, сложившихся к середине 30-х годов в результате региональной геологической съемки.

Новые исследования потребовали развития методики изучения метаморфизованных осадочных и вулканогенных толщ докембрия, которая базировалась на опыте применения структурно-фациального анализа докембрия, в специализированном изучении слоистости и цикличности, в использовании данных радиометрии (в то время в основном калий-аргоновой). Разработанные К.О.Кратцем и его коллективом методические приемы нашли широкое практическое применение в работах геологов производственных организаций. Схема стратиграфии докембрия, предложенная К.О.Кратцем, легла в основу государственных геологических карт территории Карелии разного масштаба, послужила канвой для составления Карельского полутома издания «Геология СССР», редактором и основным автором которого он является.

К 1960 г. К.О.Кратц становится одним из ведущих специалистов по геологии докембрия СССР. В 1962 г. он защищает в ЛГУ докторскую диссертацию на тему «Геология карелид Карелии». Эта работа, так же как вышедшая вскоре (1964 г.) в свет книга с таким же названием, оказала очень большое влияние на развитие учения о геологии докембрия в СССР. И примером тому - первая книга Саянской экспедиции Лаборатории геологии докембрия АН СССР «Докембрий Восточного Саяна» (1964), созданная в продолжение развития научных идей и разработок Кауко Оттовича. По его рекомендации молодые тогда сотрудники этой экспедиции проанализировали весь фактический материал по стратиграфии, тектонике, магматизму и метаморфизму докембрийских пород Восточного Саяна структурно-фациальных зон с выделением палеоструктур поднятия и прогибания для каждого этапа развития региона.

В эти годы К.О.Кратц становится членом международного коллектива исследователей под руководством А.А.Богданова, составившего первую тектоническую карту Европы (1962). Выделенные и на то время детально изученные им карелиды в этой работе стали страто- и тектонотипами раннедокембрийских структур континента, обладающими определенной спецификой геологического и металлогенического развития. Международное признание получили и его доклад (совместно с К.А.Шуркиным) под названием «Геология докембрия восточной части Балтийского щита» на XXI сессии МГК (1960), и его деятельность на посту заместителя председателя и редактора Комиссии по докембрию XXII сессии МГК.

В конце 50-х - начале 60-х годов К.О.Кратц был уже признанным руководителем больших научных геологических коллективов. До 1959 г. он работал заведующим отделом региональной геологии Карельского филиала АН СССР, в 1959-1962 гг. одновременно являлся руководителем как работ этого отдела, так и Карельской экспедиции Лаборатории геологии докембрия АН СССР, с 1962 по 1966 г. был

директором Института геологии в г. Петрозаводске, где наряду с большой научной и административной работой занимался общественной деятельностью - был депутатом городского совета. В 1964 г. ему было присвоено почетное звание заслуженного деятеля науки Карельской АССР.

В 1966 г. К.О.Кратц назначается директором Лаборатории геологии докембрия АН СССР и переезжает в Ленинград. К этому времени основателем этой Лаборатории, общепризнанным руководителем советской геологической школы в области докембрия академиком А.А.Полкановым и крупнейшими знатоками геологии и петрологии докембрия членами-корреспондентами АН СССР С.В.Обручевым, В.А.Николаевым, Н.А.Елисеевым, профессорами Н.Г.Судовиковым, Э.К.Герлингом уже был создан ленинградский коллектив исследователей, способный возглавить фундаментальное изучение древнейших геологических образований в масштабе всей страны. К.О.Кратц с присущим ему умением довел до завершения стадию становления лаборатории и уже в 1967 г. она получила новый статус - Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР (ИГГД АН СССР), а Кауко Оттович стал его директором. Будучи избран в 1968 г. членом-корреспондентом АН СССР по специальности «минералогия и петрография», он сумел не только сохранить научную школу своего учителя академика А.А.Полканова и его сподвижников, но и усилить ее своими идеями и разработками. С этого времени К.О.Кратц - один из исследователей, чьи идеи во многом направляли разработки советской геологической науки в области докембрия. И это определялось не только и не столько тем, что он многие годы возглавлял Институт геологии и геохронологии докембрия АН СССР и Научный совет по геологии докембрия при АН СССР, но и его талантом исследователя и личными качествами. Отзывчивость Кауко Оттовича, его внимание к людям, их работе, идеям, мыслям привлекали к нему многих ученых страны, и опытных, и молодых. Он умел слушать собеседника, понимать его чаяния и стремления, деликатно направлять ход научной мысли целых научных групп и каждого исследователя в отдельности.

К.О.Кратц был инициатором, руководителем и непосредственным исполнителем большинства коллективных исследований ИГГД АН СССР, в том числе и межведомственного характера. В середине 60-х - начале 70-х годов важнейшей задачей было составление специализированных карт докембрия для всей территории СССР и ее крупнейших регионов. Эти карты должны были подвести итог первому 20-25 летнему этапу целенаправленного изучения докембрия в СССР. В итоге были составлены Геохронологическая карта восточной части Балтийского щита (1966), Геохронологическая карта Сибирской платформы и ее складчатого обрамления (1968), Геологическая карта фундамента европейской части СССР (1967), Палеотектонические карты раннего и среднего протерозоя СССР (1968), Тектоническая карта фундамента территории СССР (1974), Карта метаморфических поясов СССР (1974) и др.

Все эти большие научные работы, так же как и продолжавшиеся К.О.Кратцем личные региональные геолого-геохронологические и петрологические исследования в Карелии, за которые он с коллективом других карельских геологов уже посмертно, в 1985 г., был награжден Государственной премией СССР, а также зарубежные научные командировки в Канаду, Швецию, Финляндию, ГДР, Болгарию, позволили ему и возглавляемым им научным коллективам глубже разобраться в сущности докембрийской геологии, геохронологии и металлогении. Появляются целые серии работ, посвященные глубинному строению СССР, принципам стратиграфии и геолого-геохронологического расчленения и корреляции нижнего и верхнего докембрия, задачам и методам радиологического анализа докембрийских образований и процессов, специфическим особенностям раннедокембрийских процессов тектогенеза, магматизма, метаморфизма, рудогенеза, методологическим аспектам древнейшей геологии. Впервые было показано, что структурно-вещественные комплексы докембрия от раннеархейских до позднерифейских, слагают фундамент более чем 0.7 территории всей нашей страны, захватывая и краевые моря. Выявлены пределы применимости различных изотопных методов для датирования докембрийских образований и процессов и установлена связь изотопных характеристик этих образований с глубинным строением и историей развития крупных блоков земной коры. Предложены принципиально разные подходы к созданию стратиграфических шкал верхнего докембрия-фанерозоя и нижнего докембрия. Высказано предположение, что ведущими породообразующими и металлогеническими факторами в раннем докембрии были термодинамические режимы глубинного петрогенеза.

Один только этот неполный перечень проблем показывает всеобъемлющий характер творческого наследия К.О.Кратца. Особое место в нем в последние годы его жизни занимали работы геолого-геохронологического и тектонического направления.

В 1977 г. в Уфе под руководством Б.М.Келлера, К.О.Кратца и Б.С.Соколова большим межведомственным коллективом исследователей была разработана новая Общая стратиграфическая шкала докембрия СССР, которая в 1978 г. решением МСК СССР была утверждена в качестве основы для проведения всех государственных геологических картосоставительских работ на территории СССР.

В этой Шкале рубеж 2600 ± 100 млн лет был определен границей архея и протерозоя, а рубежи 3000 ± 100 и более 3500 млн лет намечали внутренние подразделения архея. Это следует подчеркнуть особо, поскольку на XXVII сессии МГК в августе 1984 г. в Москве развернулась широкая международная дискуссия по вопросу целесообразности выделения в докембрии таких подразделений, как «архей» и «протерозой», и определения возрастных границ между ними. К.О.Кратц, как председатель комиссии по нижнему докембрию МСК СССР, по предложению которого эти границы и рубежи были определены в СССР, отчетливо понимал, что по границам возрастных подразделений докембрия отнюдь не везде происходила однотипная и полная смена геологических обстановок. Пики на гистограммах, обычно принимаемые за главные геохронологические рубежи, включают разные эндогенные процессы, и не все из них могут соответствовать геологическим рубежам. Анализ данных по геологическому содержанию геохронологических датировок докембрия позволил заключить, что периоды эндогенных процессов в одних регионах могут играть роль стратиграфических границ, а в других не связаны с завершением или началом образования того или иного супракрустального комплекса. На примере Карельских супракрустальных поясов лопия он сам неоднократно подчеркивал латеральную неоднородность геологических обстановок и асинхронность развития структур. Тем не менее, после того, как было определено, что такие пояса завершили свое развитие к эпохе 2600 ± 100 млн лет, он, не колеблясь, признал их архейскими, хотя именно благодаря его работам в 50-60-е годы они всеми считались протерозойскими. Творчеству Кауко Оттовича ни в малейшей степени не был свойствен консерватизм.

В 1982 г. Президиум АН СССР присудил К.О.Кратцу премию имени А.П.Карпинского за серию работ по теме «Докембрийская земная кора материков, ее становление и эволюция». Основываясь на всей совокупности данных по геологии древнейших образований, К.О.Кратц предложил концепцию латеральной дифференцированности земной коры уже на ранних этапах геологического развития Земли. В рамках этой концепции преобладающая сиалическая кора тоналитового состава в протоконтинентальных сегментах считалась первичной, а элементы мафической коры (зеленокаменные пояса) - вторичными. Было показано, что преобразование наиболее ранней, слабо дифференцированной коры тоналитового состава в зрелую континентальную кору современного типа в пределах большей части материков произошло в эпоху 3000-2600 млн лет назад в результате грандиозного вещественного и энергетического обмена между корой и мантией. С этой эпохой связывался крупный перелом в развитии материковой коры, смена супракрустальных зеленокаменных поясов, типичных для ранней примитивной коры, дифференцированными мобильными поясами разного типа, разделяющими стабильные структуры. Предполагалось, что на этом рубеже происходила смена главных тенденций в тектоническом развитии докембрийской коры континентов, которая до 2600 млн лет отразилась в формировании мобильных поясов с геосинклинальной, а позже - без геосинклинальной подготовки. Структурно-тектонический анализ докембрийских регионов и особенности других эндогенных процессов показали, что в докембрийском корообразовании действовали механизмы разных движений, не подчиняющиеся преобладающему их направлению - горизонтальному или вертикальному.

В этих работах речь шла только о строении и эволюции земной коры и не упоминалась еще литосфера - важнейшая составная часть единой системы «литосфера-астеносфера», взаимодействие которых обуславливает механизм тектоники литосферных плит, который очень многими исследователями принимается сейчас за ведущий в тектоногенезе, объясняющий главные черты строения и эволюции лика Земли на всех этапах ее развития. К.О.Кратц действительно с осторожностью воспринимал идеи тектоники крупных и мощных (!) литосферных плит применительно к раннему докембрию. Такая осторожность свойственна многим специалистам в области геологии раннего докембрия, особенно архея. Она проистекает из ясных всем специфических особенностей древнейших геологических образований и процессов, их коренных отличий от геологии позднего докембрия, палеозоя и тем более мезозоя и кайнозоя. Многим этим особенностям - огромной длительности и унаследованности режимов развития главнейших раннедокембрийских структур, специфике термодинамической

истории Земли в архее, наличием внутрикорового протяженного расплавленного слоя («архейской коровой астеносферы») и др. посвящены специальные работы К.О.Кратца и его учеников.

До последних минут своей жизни, которая оборвалась 23 января 1983 г., Кауко Оттович сохранял оптимизм, работоспособность, жизнелюбие и трудолюбие. У него были большие творческие планы. Вместе с академиком Б.С.Соколовым он задумал программу будущих комплексных исследований по проблеме «Докембрийская литосфера: ресурсы, состав, структура, процессы, время, жизнь». Вместе со своими учениками и сотрудниками он мечтал написать книгу «Докембрийская геология СССР»...

Литература

Кратц К.О. Геология и геохронология докембрия: Избранные труды / Институт геологии и геохронологии докембрия. Л.: Наука, 1989. 272 с.

СЕКЦИЯ 1

**Геология полезных ископаемых,
общая геология и геохронология**

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПРИИМАНДРОВСКОГО РАЙОНА (КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

Приимандровский район находится на стыке двух крупных структур Кольского региона – Кольского и Беломорского доменов и представляет собой сложный в тектоническом и структурном отношении участок северо-восточной части Балтийского щита.

Несмотря на интенсивные тектонические преобразования, прошедшие в этом районе во время раннепротерозойского орогенеза, здесь сохранились фрагменты позднеархейских и раннепротерозойских структур, сложенных супракрустальными породами, а также крупные структуры, представленные интрузивами и их фрагментами.

Все позднеархейские структуры Приимандровского района – вторичные переработанные.

Структурные исследования проводились на наиболее обнажённых фрагментах четырёх структур, входящих в состав южной части Приимандровского района: 1) ВЗП – на полигоне Воче-Ламбина (ТКЧ – толща контактного чередования, 2 и 3 толщи), входящем в состав Вочеламбинского зеленокаменного пояса, а также на участке 4 толщи ВЗП – Вочеламбинский зеленокаменный пояс; 2) Майяврская тектоническая пластина (участок г. в.о. 368.8); 3) Кислогубская клиновидная зона (район г. Курковая, г. Оспе, г. Лувтуайвенч); 4) также исследован фрагмент Куркенйокской тектонической пластины.

В задачу исследований входило выявление генеральной линейности на всех структурах и сопоставление её с определённым этапом деформации, то есть определение относительного ее возраста.

Ранее подобная работа проводилась только в пределах полигона Воче-Ламбина Балаганским В.В. с коллегами [1].

В пределах всех изучаемых структур произведено более 300 замеров залегания различных структурных элементов – минеральной и минерально-агрегатной линейности, сланцеватости, полосчатости, бороздчатости, шарниров и крыльев складок.

На полигоне Воче-Ламбина почти повсеместно наблюдается бороздчатость, сланцеватость и линейность по кварц-полевошпатовым и по амфибол-пироксеновым минеральным агрегатам. В пределах ТКЧ сделано 60 замеров, на 2 толще – 102, на 3 – 87 и на 4 – 38 замеров залегания структурных элементов.

Преобладающее направление погружения линейности по кварц-полевошпатовым агрегатам $L \rightarrow 90-100^\circ \angle 46-60^\circ$. Минеральная линейность по амфиболу в амфиболитах и амфиболовых гнейсах погружается аз. пад. $95-112^\circ \angle 47-50$ (см. рис.1-4). Сланцеватость ориентирована в восточном направлении и падает под углами $62-88^\circ$. Широко развиты S- и Z-образные складки.

Майяврская пластина исследовалась в пределах г. В.о. 368.8. Был исследован участок площадью 300×700 м. на вершине горы. Участок сложен амфиболитами и амфиболовыми гнейсами различной степени зернистости с гранатом. Линейность на исследуемом участке развита слабо, в основном по кварц-полевошпатовым агрегатам: $L \rightarrow 100^\circ \angle 30-47^\circ$. Сланцеватость: аз. пад. $40-45^\circ \angle 72-77^\circ$.

Кислогубская пластина изучалась в пределах г. Курковой и подножья г. Лувтуайвенч.

Исследование биотит-амфиболовых гнейсов, двуслюдяных гнейсов различной степени зернистости и рассланцованности проведено на северном склоне г. Курковой на участке площадью 300×50 м.

Большинство кварцевых прожилков в гнейсах смяты в S- и Z-образные складки. Сланцеватость: аз. пад. $50^\circ \angle 70-85^\circ$. Линейность по кварц-полевошпатовым агрегатам погружается $L \rightarrow 120^\circ \angle 40-43^\circ$ (см. рис.5).

Породы г. Лувтуайвенч исследовались на 2 участках – первый располагался справа от дороги на Апатиты, в 300 м от песчаного карьера по азимуту 215° , площадью $300 \text{ м} \times 100 \text{ м}$; 2 – у базы оз. Кислого. Площадь 2 участка $300 \text{ м} \times 70 \text{ м}$.

Породы, слагающие оба участка, представлены амфиболитами, биотит-амфиболовыми гнейсами, мусковитовыми гнейсами, тремолит-актинолит-хлоритовым сланцем с тальком, серыми гнейсами.

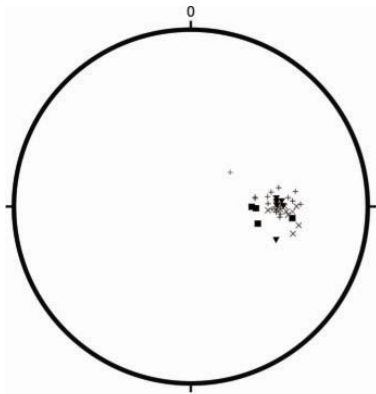


Рис.1. Ориентировка линейности в породах 1 толщи ВЗП (равноплощадная проекция на нижнюю полусферу)

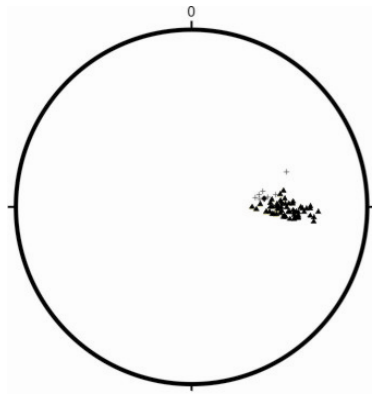


Рис.2. Ориентировка линейности в породах 2 толщи ВЗП (равноплощадная проекция на нижнюю полусферу)

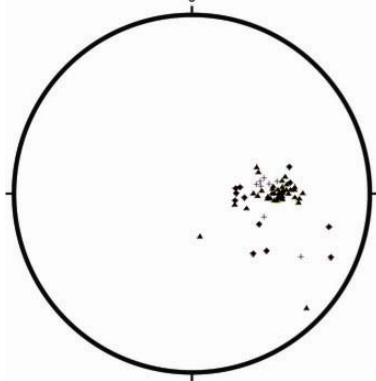


Рис.3. Ориентировка линейности в породах 3 толщи ВЗП (равноплощадная проекция на нижнюю полусферу)

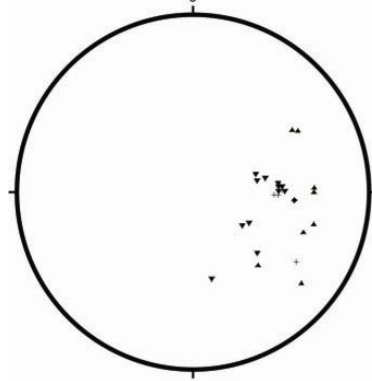


Рис.4. Ориентировка линейности в породах 4 толщи ВЗП (равноплощадная проекция на нижнюю полусферу)

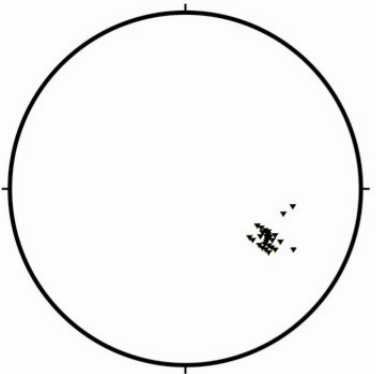


Рис.5. Ориентировка линейности в породах г.Курковая (равноплощадная проекция на нижнюю полусферу)

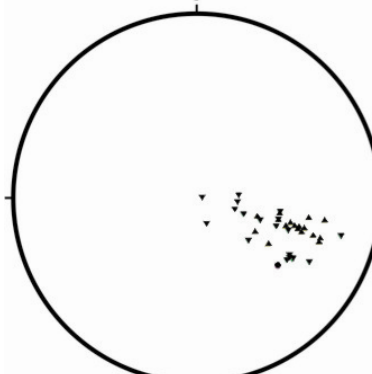


Рис.6. Ориентировка линейности во вмещающих породах массива г.Лувтуайвенч (равноплощадная проекция на нижнюю полусферу)

Преобладающее направление падения сланцеватости – аз. пад. $40-50^\circ \angle 70-75^\circ$. Линейность по кварц-полевошпатовым агрегатам погружается $L \rightarrow 109-125^\circ \angle 39-42^\circ$.

По всем участкам составлены стереограммы линейности на равноплощадной сетке. Полюса линейности находятся в одном интервале, следовательно, можно сделать вывод, что все фрагменты Приимандровского района испытали генеральный этап пластичных деформаций одновременно, соответствующий палеопротерозойскому этапу D_5 последовательности докембрийских геологических событий, выявленных на полигоне Воче-Ламбина [1].

Литература

1. Воче-Ламбинский архейский полигон. Под ред. *Митрофанова* / Апатиты. 1991 – С.29-45.
2. *Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В.* Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: изд. КНЦ РАН. 2002. – 359 с.

Н.Ю.Грошев¹, Е.А.Ниткина²

¹grooshan@gmail.com, ГИ КНЦ РАН; ²nitkina@rambler.ru, ГИ КНЦ РАН

ОБРАЗОВАНИЯ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО ПЛАТИНОНОСНОГО МАССИВА ФЕДОРОВА ТУНДРА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ): НОВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ U-Pb ДАННЫЕ

Федоровотундровский мафит-ультрамафитовый интрузивный массив (ФТМ) является западным блоком Федорово-Панского раннепротерозойского платиноносного расслоенного комплекса, расположенного в центральной части Кольского полуострова [2]. Изучение ФТМ ведется геологами различных научных и производственных организаций с 30-х годов XX века, и за это время было сформулировано несколько зачастую противоречивых представлений о форме и залегании интрузива, количестве фаз внедрения, типах промышленно перспективной сульфидной минерализации. В настоящей работе приводится обоснование идеи о двухфазном строении интрузива [1], базирующееся на геологической интерпретации и обобщении материалов детального картирования и бурения на участке Б. Ихтегипахк, подтверждаемое новыми изотопными датировками пород.

В наиболее простом виде строение массива можно представить как чередование достаточно мощных зон, выделенных по преобладанию в них соответствующих горных пород. В строении ФТМ выделяются (от подошвы к кровле) [1]: 1) краевая зона (КЗ); 2) зона такситовых габброноритов (ТГНЗ); 3) норитовая зона (НЗ)¹; 4) габброноритовая зона (ГНЗ); 5) габбровая зона (ГЗ).

Наблюдения, произведенные в керне скважин, выявляют в этих зонах следующие особенности. *Краевая зона* (рис.1) состоит из метагабброноритов и сланцев по базитам. Метагаббронориты характеризуются широкими колебаниями зернистости (от мелкозернистых до пегматоидных), в них встречены ксенолиты гнейсов, обломки метапироксенитов, нередко отмечаются рудные концентрации платиноидов. *Зона такситовых габброноритов* (рис.1) сложена породами, представляющими собой структурные такситы², которые по модальному составу чаще всего отвечают мезократовым габброноритам, реже меланоритам, мелагабброноритам, лейкогабброноритам, лейкогаббро. Такситовые породы ТГНЗ содержат малосульфидную (1-5 об. % сульфидов) комплексную медь-никель-платинометальную минерализацию базального типа [9]. Мощности минерализованных интервалов колеблются от первых десятков метров до первых сотен метров при содержаниях суммы платины, палладия и золота от 1 до 8 г/т. Оруденение данного типа не имеет литологического контроля, распределено по разрезу зоны неравномерно, геохимически относительно однородно и характеризуется низким отношением Pt/Pd - 0.23-0.24 [9].

Характерной особенностью ТГНЗ является широкое развитие округлых обломков неминерализованных плагиопироксенитов, оливковых пироксенитов и гарцбургитов размером от нескольких сантиметров до 50-100 м, которые сцементированы сульфидсодержащими габброноритами различных структурных типов. Как показывают наши наблюдения, *норитовая зона* (рис.1) образована в основном плагиопироксенитами и такситами, по модальному составу соответствующими меланоритам и габброноритам. Взаимоотношения между такситами и

¹В современных производственных отчетах зона именуется норит-пироксенитовой.

²Породы с резкими колебаниями зернистости в пределах небольших участков породы. При описании таких пород используется термин неравномернозернистая структура с указанием пределов колебания зернистости: мелко-крупнозернистая, среднезернисто-пегматоидная и т.д.

плагиопироксенитами аналогичны вышеописанным для ТГНЗ, отличаясь тем, что в НЗ соотношение пироксенитов и такситов по пересечениям в скважинах либо равное, либо преобладают пироксениты. Такситы НЗ также содержат платинометальную минерализацию базального типа (рис.1, правая часть карты).

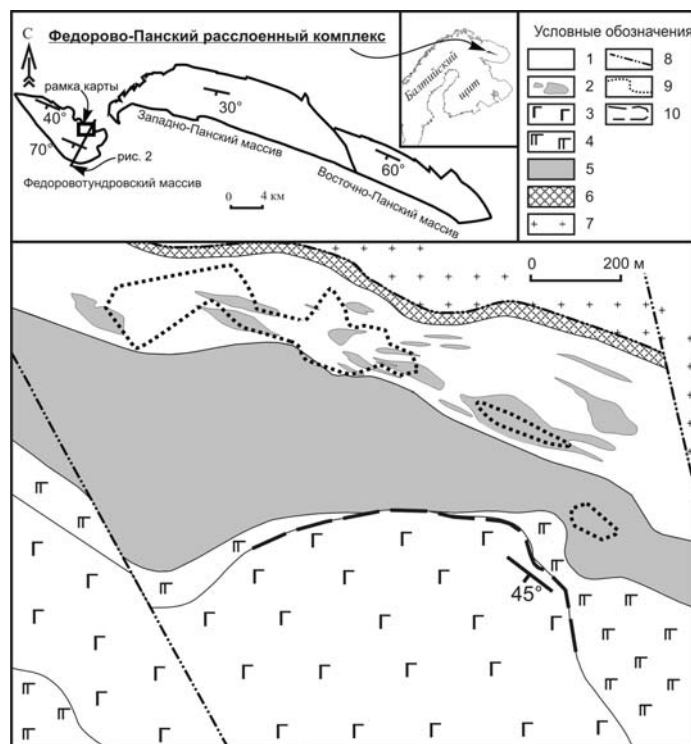


Рис.1. Схематическая геологическая карта участка Б.Ихтегипакх месторождения Федорова тундра (составлена на основе карты масштаба 1:1000 ОАО «Пана» с авторскими дополнениями)

1 – зона такситовых габброноритов; 2 – автолиты плагиопироксенитов, оливиновых пироксенитов и гарцбургитов; габброноритовая зона: 3 – лейкогаббро и 4 – мезократовые габбронориты; 5 – норитовая зона; 6 – краевая зона; 7 – архейские гнейсы; 8 – разломы и тектонизированный контакт ФТМ с гнейсами, 9 – контуры выходов базальной платинометальной минерализации на поверхность, 10 – положение рифовой платинометальной минерализации

Таким образом, для КЗ, ТНГЗ и НЗ очевидны следующие общие свойства: наличие обломков ультрамафитов, платинометального оруденения, вариации структур пород. Из этого следует, что данные зоны следует рассматривать как генетически единое геологическое образование – такситовую зону (ТЗ; рис.2, верхний разрез), являющуюся гигантской магматической брекчией, обломки в которой представлены плагиопироксенитами, оливиновыми пироксенитами и гарцбургитами, а цемент – структурными такситами различного минерального состава.

Это положение подтверждается изотопными данными³. Возраст плагиопироксенитов из верхней части ТЗ (норитовой зоны в прежнем понимании) составил 2515 ± 12 млн лет (проба F-3), а возраст секущих эти пироксениты оруденелых габброноритов - 2485 ± 9 млн лет (проба F-2) [4]. Для проверки имеющихся данных из нижней части ТЗ (зоны такситовых габброноритов в прежнем понимании) была отобрана геохронологическая проба 48-2G из оруденелого такситового меланократового габбронорита. Из пробы было выделено 5 мг концентрата циркона, представленного обломками кристаллов призматического габитуса. На U-Pb датирование отобрано 5 популяций циркона (табл.1): 1-я популяция представлена второй порцией двустадийного растворения обломков коричневых цирконов, 2-я - первой порцией двустадийного растворения обломков, 3-я – темно-

³Все приводимые датировки выполнены с использованием U-Pb метода по цирконам (данные автора).

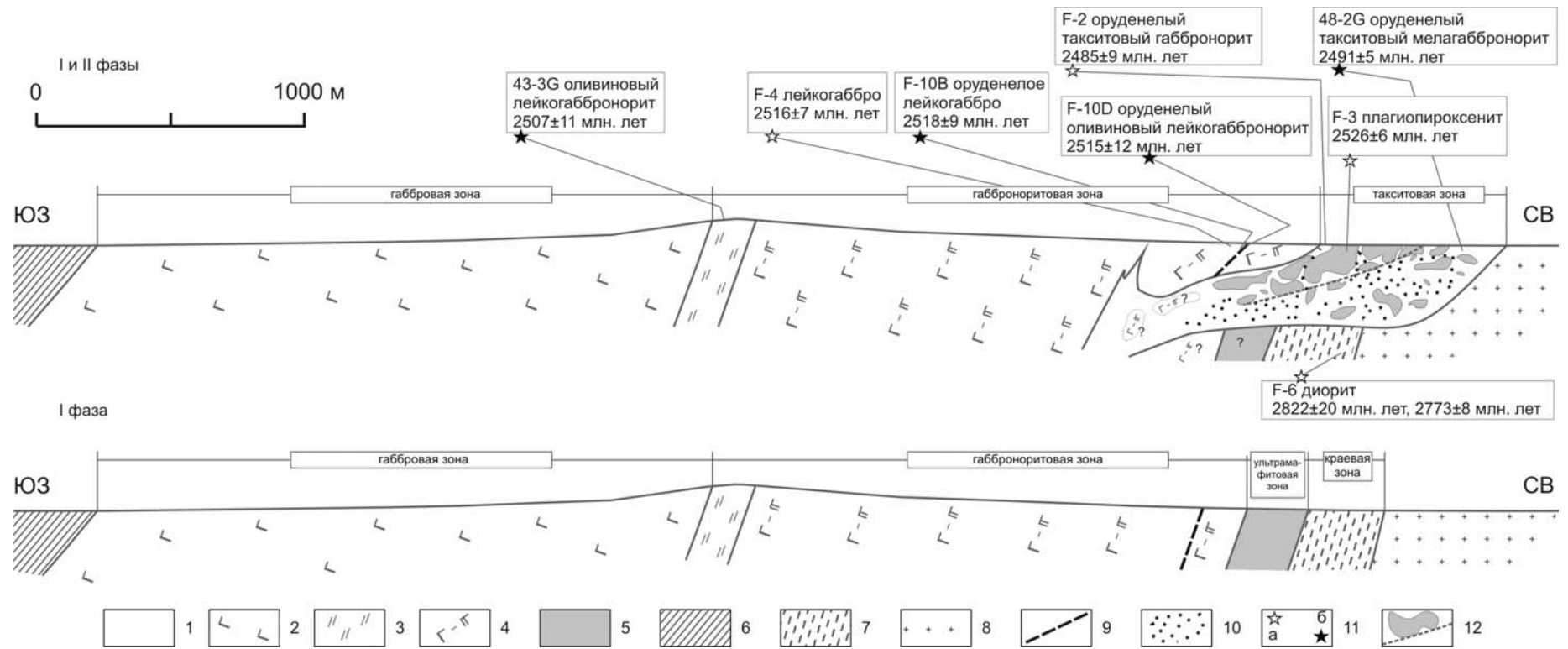


Рис.2. Обобщенный геологический разрез через ФТМ на участке Б.Ихтегипах (верхняя часть) и реконструкция строения ФТМ на данном участке после I фазы внедрения (нижняя часть).

II фаза: 1 - такситовые габбронориты; I фаза: 2 - лейкогаббро, 3 - горизонт линзовидно-ритмичного переслаивания (ГРП) меланократовых троктолитов, оливинных лейкогабброноритов с инвертированным пижонитом и лейкогаббро, 4 - чередование лейкогабброноритов и лейкогаббро (с прослоями мезократовых габброноритов, троктолитов, оливинных лейкогабброноритов и лейкогабброноритов с инвертированным пижонитом), 5 – плагиопироксениты, гарцбургиты и оливинные пироксениты; 6 - метавулканы зоны Имандра-Варзуга; 7 - диориты (экзо-/эндоконтактные гибридные породы); 8 - архейские гнейсы; 9 - платинометальная минерализация рифового типа, 10 - базальная платинометальная минерализация; 11 - точки отбора геохронологических проб (а – старых, б - новых); 12 - граница между норитовой зоной и зоной такситовых габброноритов

коричневыми обломками призматических кристаллов гиацинтового и цирконового типов, 4-я – прозрачными нетрещиноватыми темно-коричневыми обломками призматических кристаллов гиацинтового и цирконового типов, 5-я - обломками всех коричневых цирконов. На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по пяти фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2491 ± 5 млн лет, СКВО=1.2 (рис.3, табл.1), что хорошо согласуется с ранее полученным возрастом такситовых базитов.

Таблица 1

Изотопные U-Pb данные для цирконов из пород ФТМ

№ п/п	Навеска, мг	Содержание, ppm		Изотопный состав свинца ¹			Изотопные отношения и возраст, млн лет ²			Rho ³
		Pb	U	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{207}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{208}Pb}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	
Проба 48-2G										
1	0.2	85.7	123.2	2153	5.9076	1.6831	10.2358	0.45425	2491	0.9
2	0.2	456.3	284.9	4331	6.0199	1.6964	9.2493	0.41102	2489	0.9
3	0.4	568.7	1221	4204	6.0020	1.7354	6.9664	0.30879	2493	0.94
4	0.4	560.7	1225	4758	6.0082	1.6449	6.7371	0.29831	2495	0.93
5	0.3	569.6	1286	6535	6.0818	1.7148	6.5730	0.29336	2482	0.93
Проба F10-B										
1	0.45	162.8	349.2	1307	5.9103	4.8275	8.5550	0.38891	2451	0.96
2	0.40	123.7	299.5	1829	6.1642	4.3255	7.3123	0.34151	2405	0.85
3	0.40	158.2	410.1	1402	6.3037	3.2555	6.2321	0.30227	2341	0.90
Проба F10-D										
1	0.40	449.2	890.6	6856	6.0870	4.1034	9.2976	0.41510	2481	0.91
2	0.40	91.9	185.3	2024	5.9488	3.5605	8.8042	0.39446	2475	0.85
3	0.25	180.2	420.3	4103	6.1741	4.1620	7.7499	0.35376	2443	0.77
4	0.50	84.4	190.7	1632	6.0383	3.5236	7.6444	0.35122	2432	0.78
Проба 43-3G										
1	1.2	114.8	272.5	4359	5.9872	2.6756	7.1605	0.31639	2499	0.90
2	0.8	226.7	533.9	4343	6.0202	2.2763	6.8838	0.30589	2489	0.75
3	0.6	103.1	249.5	2613	5.9179	2.4868	6.8738	0.30366	2499	0.85
4	0.8	95.1	234.5	4304	6.0063	2.5275	6.7681	0.30009	2493	0.95
5	0.6	62.8	108.3	5548	5.9864	3.0505	10.2101	0.44938	2505	0.95

¹Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.1 нг по Pb и 0,04 нг по U и масс-дискриминацию $0.10 \pm 0.04\%$.

²Коррекция на примесь обыкновенного свинца произведена на возраст по модели [10].

³Rho – коэффициент корреляции по осям.

Габброноритовая и габбровая зоны составляют большую часть разреза ФТМ (рис.2). Проведенное картирование верхних частей разреза интрузива показало, что ГНЗ представляет собой грубое чередование лейкогаббро и лейкогабброноритов (зачастую оливиновых) с маломощными прослоями троктолитов. Граница между ТЗ и ГНЗ проявлена недостаточно резко для типичного интрузивного контакта, но все же может быть уверенно маркирована в керне по появлению в породах первой зоны такситовой текстуры, обломков пироксенитов среди такситов, а также сульфидной минерализации. В середине разреза ГНЗ встречаются слои лейконоритов и лейкогабброноритов с инвертированным пижонитом, а венчает зону горизонт линзовидно-ритмичного переслаивания (ГРП) меланократовых троктолитов, оливиновых лейкогабброноритов с инвертированным пижонитом и лейкогаббро. По результатам проведенного детального картирования ГНЗ устанавливается, что как ГРП, так и прослои троктолитов падают на ЮЗ под углами $68-70^\circ$ (рис.2). ГЗ является наиболее однородным образованием ФТМ и полностью слагается лейкогаббро.

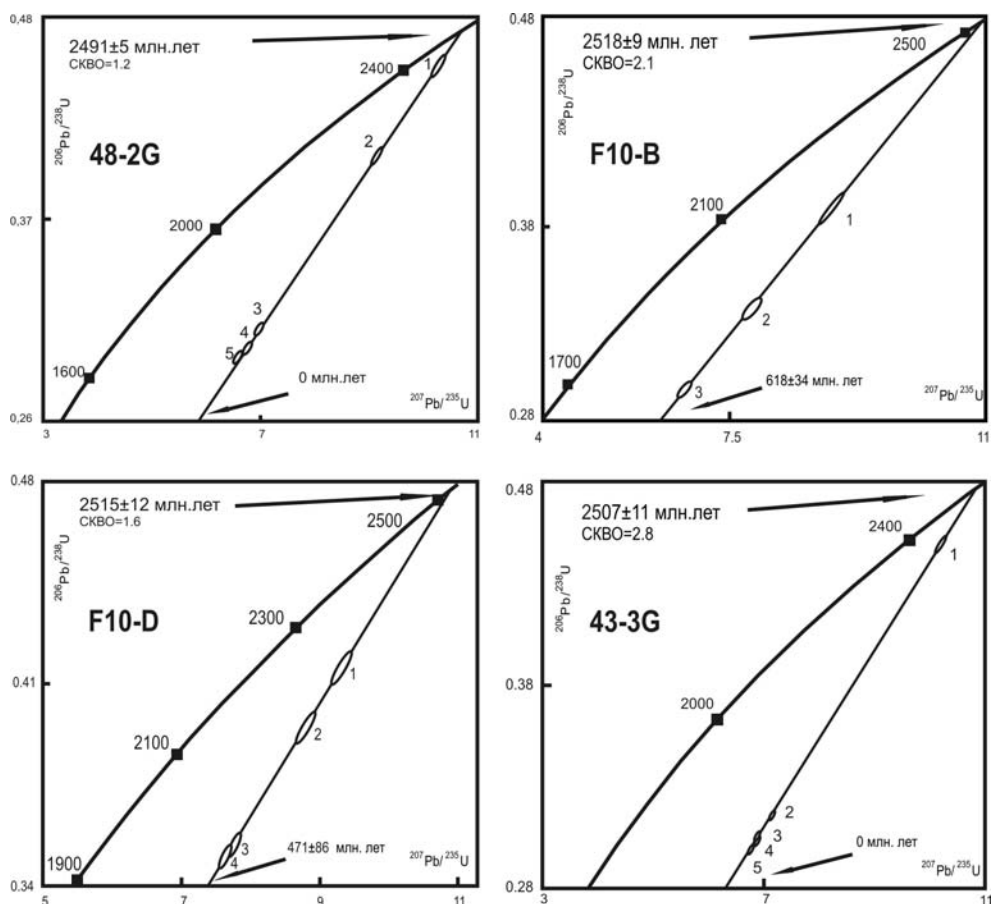


Рис.3. Изотопные U-Pb диаграммы с конкордией для пород ФТМ (данные автора)

Крайне интересным фактом является присутствие вблизи основания ГНЗ петрографически контролируемых уровней значимой платинометальной минерализации, которая установлена в нескольких пересекающих эту зону скважинах (рис.1 и 2). Высокие содержания платиновых металлов отмечаются в зоне перехода от меланократовых троктолитов (плагноклазовых гарцбургитов) к оливиновым лейкогабброноритам и лейкогаббро. Мощность интервалов колеблется от 1 до 6 м, содержания суммы платины, палладия и золота в метровых керновых пробах от 1 до 9 г/т.

По соотношению платины и палладия данная минерализация отличается от оруденения базального типа большим содержанием платины, отношение Pt/Pd - около 0.5. Залегание интервалов от 45° и положе, по простиранию эти уровни прослежены на расстояние до 500 м, а по падению до 100 м, где они срезаются породами ТЗ (рис.1; рис.2, верхний разрез). Указанные свойства платинометальной минерализации позволяют выделить новый вид оруденения в ФТМ, которое, по-видимому, относится к рифовому типу. Кроме того, несмотря на петрографическое сходство и отсутствие выраженного интрузивного контакта, геологически устанавливаются возрастные соотношения между породами ГНЗ и ТЗ как соотношения более древних пород и более молодых соответственно.

Известные данные изотопного датирования свидетельствуют о близости возрастов пород ГНЗ и пироксенитов верхней части ТЗ – возраст лейкогаббро (проба F-4) составляет 2516±7 млн лет [4]. В рамках данного исследования из пород ГНЗ были взяты три дополнительные геохронологические пробы - две из лейкогабброидов с минерализацией рифового типа (пробы F-10В и F-10D) и одна из венчающего зону ГРП (проба 43-3G).

Три популяции циркона из пробы F-10В были отобраны на изотопное U-Pb датирование из электромагнитной и неэлектромагнитной фракции. Фигуративные точки первая - неэлектромагнитные коричневые обломки циркона, вторая – электромагнитные розовые обломки циркона и третья – неэлектромагнитные розовые обломки циркона на U-Pb диаграмме (рис.3, табл.1) образуют дискордию с верхним пересечением с конкордией, равным 2518±9 млн лет, SKBO = 2.1.

Изотопное U-Pb датирование пробы F-10D проводилось по четырем популяциям циркона, отобранным из фракций разных размеров: первая - темно-коричневые обломки циркона +0.1 мм,

вторая – светло-коричневые обломки циркона -0.1 мм, третья - коричневые обломки циркона -0.1 мм и четвертая – розовые обломки циркона +0.1 мм. На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по четырем фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2515 ± 12 млн лет, СКВО=1.6 (рис.3, табл.1).

Из выделенного из пробы 43-3G концентрата циркона, представленного обломками кристаллов призматического габитуса, на U-Pb датирование отобрано 5 популяций (табл.1). 1-я популяция представлена первой порцией двустадийного растворения прозрачных слаботрещиноватых обломков, 2-я – светло-коричневыми прозрачными нетрещиноватыми обломками, 3-я – светло-коричневыми прозрачными слаботрещиноватыми обломками, 4 – светло-розовыми прозрачными нетрещиноватыми, 5 – светло-розовыми мутными трещиноватыми обломками призматических цирконов. На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по пяти фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2507 ± 11 млн лет, СКВО = 2.8 (рис.3, табл.1).

Таким образом, с учетом новых геологических фактов, подтверждаемых изотопными данными, можно уверенно говорить о двухфазном строении ФТМ (рис.2).

В отношении *формы интрузива* среди исследователей не было единого мнения. Наиболее широко принимались точки зрения с неотчетливым структурным акцентом - линзовидное пластовое тело (Г.Н.Старицына - [7]), клиновидное тело (М.К.Радченко - [6]), лополитоподобное тело (Е.К.Козлов - [3]). Менее известны мнения В.А.Костина, который считал, что массив имеет форму лакколита, и М.Т.Козлова, выдвинувшего идею его блокового строения. Приведенный нами разрез (рис.2) хорошо иллюстрирует затруднительность подбора классического морфологического термина для описания ФТМ.

Отдельного упоминания заслуживают диориты, которые Е.К.Козлов [3] выделял в качестве завершающей третьей фазы формирования ФТМ. На участке Б.Ихтегипахк скважинами непосредственно под породами ТЗ вскрыто тело полосчатых пироксеновых диоритов с пересеченной мощностью до 200 м (рис.2). Во всех вскрытых диориты скважинах полосчатость залегает параллельно оси керна или под углами 5-20°. U-Pb возраст этих пород ограничивается интервалом 2822 - 2773 млн лет [5]. Крутое залегание диоритов и древний возраст свидетельствуют в пользу их генетической связи с породами I фазы ФТМ. По-видимому, диоритовое тело на участке Б. Ихтегипахк представляет собой краевую зону гибридных пород для I фазы. Вопрос трактовки данной краевой зоны как экзоконтактовой или как эндоконтактовой в настоящий момент остается открытым и требует дальнейших исследований.

Выводы. Результаты проведенного исследования подтверждают положение о двухфазном механизме образования ФТМ [1] и в значительной степени разрешают существующие противоречия во взглядах на форму и внутреннее строение интрузива. В первую фазу внедрения (2526-2507 млн лет) была сформирована типичная для платиноносных расслоенных интрузий магматическая колонна мощностью более 4 км с ультрамафитами в нижней части и мафитами в верхней (рис.2, нижняя часть). Внедрение сопровождалось значительным взаимодействием с вмещающими гнейсами, в результате чего образовалась краевая зона гибридных диоритов с унаследованным древним U-Pb возрастом. С появлением оливина в мафитовом разрезе первой фазы связано, как и в комплексе Стиллоутер [8], формирование рифовой платинометальной минерализации (рис.2, нижняя часть). Форма образовавшегося магматического тела, по-видимому, соответствовала слабо вытянутой линзе, внутренняя структура которой в целом характеризовалась однообразно крутым (70°) залеганием расслоенности.

Во вторую фазу (2491-2485 млн лет) в приподошвенной части линзы происходило внедрение насыщенного серой мафитового расплава, взломавшего тугоплавкие ультрамафиты и частично ассимилировавшего вмещающие гнейсы, краевые диориты и мафиты I фазы внедрения. При этом породы ультрамафитовой части разреза I фазы подверглись полной деструкции и наблюдаются в настоящее время только в виде обломков различных размеров, а прилегающие к ним мафиты I фазы за счет различной степени проседания в подстилающем расплаве разбились на блоки и изменили свое залегание. С магмой второй фазы внедрения ФТМ связана базальная малосульфидная платинометальная минерализация.

За плодотворное сотрудничество авторы благодарны д.г.-м.н. Т.Б.Баяновой, академику РАН Ф.П.Митрофанову, к.г.-м.н. А.У.Корчагину и всему коллективу геологов ОАО «Пана».

Работа выполнена при поддержке грантов: РФФИ № 07-05-00956 и «офи-а» № 05-05-08208, НШ-1413.2006.5, Государственного контракта с Федеральным агентством по науке и инновациям №02.445.11.7403.

Литература

1. Дубровский М.И., Рундквист Т.В. Раннепротерозойский платиноносный массив Федоровых тундр (Кольский полуостров): геология и петрология // Записки РМО. 2008, № 4. С.20-33 .
2. Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Рундквист Т.В. Федорово-Панская расслоенная мафическая интрузия (Кольский полуостров): геология и платинометальное оруденение // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М., 2004. С.175-186.
3. Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. М.: Наука, 1973. 286 с.
4. Ниткина Е.А. Изотопное U-Pb датирование циркона из пород платиноносного расслоенного Федорово-Панского интрузива (Кольский полуостров) // Докл. РАН . - 2006. – Т.408, № 1. С.87-91.
5. Ниткина Е.А., Вурсий Г.Л., Рундквист Т.В. Особенности морфологии, химического и изотопного состава свинца цирконов из разновозрастных пород Федорово-Панского массива и вмещающих диоритов // Материалы XVI конференции молодых ученых, посвященной памяти К.О.Кратца. Апатиты. 2005. С.138-144.
6. Радченко М.К. Особенности строения массива ультраосновных-основных пород Федоровой тундры // Базит-гипербазитовый магматизм Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1978. С.84-96.
7. Старицина Г.Н. Массив основных и ультраосновных пород Федоровой тундры // Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, вып.3. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1978. С.50-91.
8. McCallum I.S. The Stillwater Complex // Layered Intrusions. Elsevier. 1996. P.441-483
9. Schissel D., Tsvetkov A. A., Mitrofanov F. P., Korchagin A.U. Basal Platinum-Group Element Mineralization in the Fedorov Pansky Layered Mafic Intrusion, Kola Peninsula, Russia // Economic geology. V.97. 2002. P.1657-1677.
10. Stacey J.S., Kramers J.O. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V.26. N 2. P.207-221.

С.Ю.Енгальчев

sleng2005@mail.ru, ВСЕГЕИ, С.-Петербург

ПРОЯВЛЕНИЕ ИНЪЕКЦИОННЫХ ФЛЮИДОЛИТОВ В ВЕРХОВЬЯХ РЕКИ ОРЕДЕЖ НА ЮГО-ЗАПАДЕ ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

В последние годы все большее внимание геологов привлекает своеобразная группа пород, обладающих одновременно признаками осадочных и магматических образований. В литературе нет общепризнанного их названия, они описываются как туффизиты, ксенотуффизиты, флюидизиты, флюидно-эксплозивные брекчии, мы будем называть их флюидолитами, поскольку они образуются в результате взаимодействия высокотемпературного глубинного флюида с приповерхностными образованиями земной коры. Ведущим процессом их формирования является внедрение (инъекция) газовой-флюидной высокотемпературной расплава-флюида в осадочную толщу и ее преобразование. Флюидолиты были обнаружены в различных геологических обстановках - в Красновишерском районе Урала, на Золотицком кимберлитовом поле в Архангельской области, и в ряде других мест. В последнее время на Среднем Урале была установлена связь коренной алмазности с подобными образованиями [3]. Перспективной областью для поиска флюидолитов может служить зона структурного сочленения Балтийского щита и Русской плиты, которая в последние годы привлекает внимание исследователей в контексте оценки алмазности северо-запада Русской плиты.

В качестве примера проявления флюидолитов в данной части плиты нами рассмотрены эти породы района верховьев р.Оредеж, где в отложениях осадочного чехла были выявлены и детально описаны флюидолиты [1].

Они были установлены у пос.Зайцево (рис.1) и представлены вертикальными жильными телами мощностью 10-15 см, прорывающие горизонтально залегающую толщу среднедевонских песчаных отложений (арукюласская свита). Ветвящиеся жилы и прожилки образуют штокверк. Жилы имеют преимущественно северо-северо-западную ориентировку 300-395°. Жильные тела сложены глинистым веществом, окрашенным в красновато-бежевый, светло-кофейный цвет, которое по данным рентгено-фазового анализа представлено преимущественно иллитом, с примесью кварца, гётита, гидрогётита, гематита и барита.

В непосредственной близости от жил отчетливо проявлены участки пропитывания вмещающих пород песчаников глинистым веществом мощностью до 40-50 см, более широко – на 2-4 м проявлена лимонитизация и карбонатизация вмещающих пород. В околожильных зонах вмещающих песчаников были выявлены низкотемпературные новообразованные минералы - рутил, анатаз, барит, пирит, апатит, их свежий облик и отчетливые грани, без следов окатывания указывает на их аутигенность.

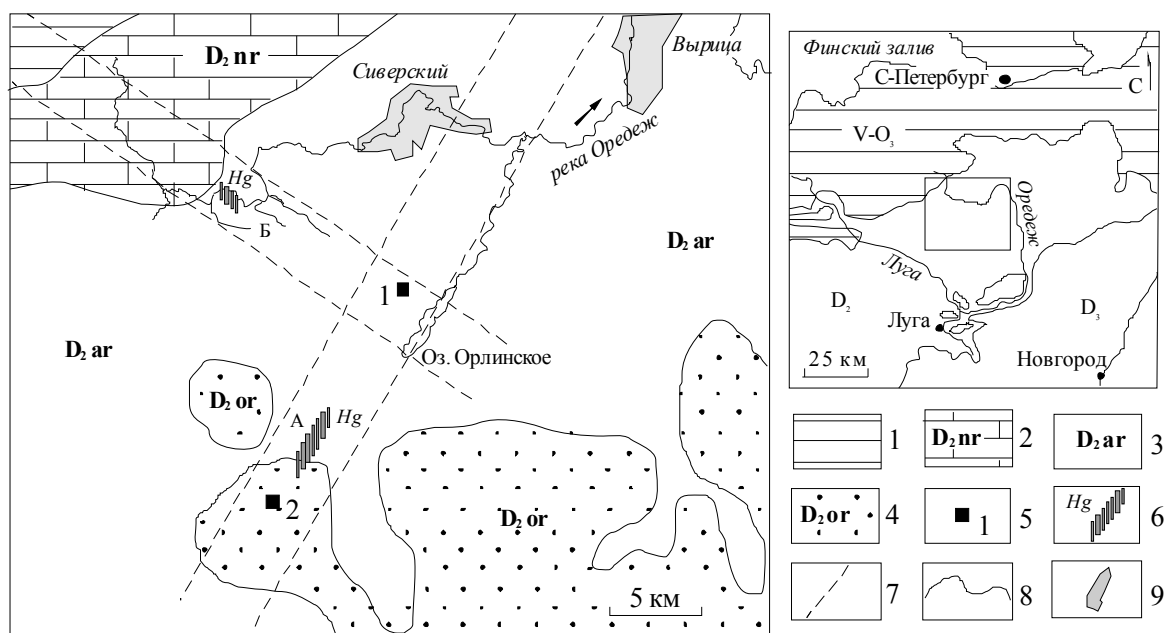


Рис.1. Карта-схема верховьев реки Оредеж с размещением объектов исследования

1 - додевонские отложения, 2 - наровская свита, средний девон, 3 - арукюласская свита, средний девон, 4 - оредежская свита, средний девон, 5 - проявления флюидолитов у пос.Зайцево (1), и структура «Красный Маяк» (2), 6 - ртутные аномалии в пос.Дивенский (А) и у пос.Батово (Б), 7 - границы тектонических зон, контролирующих проявление флюидолитов и ртутных аномалий, 8 - геологические границы, 9 - населенные пункты (данные автора)

По результатам анализов (методом ICP-MS) жильные флюидолиты, по сравнению с глинистым веществом вмещающих пород, обогащены Cd, Na, Sb, Ce, As, P, Tl, Pb, Ba, U и др. Повышенное в 2-3 раза содержания фосфора хорошо соотносится с присутствием в их составе новообразованного апатита, а высокое содержание бария (до 770 ppm) в цементе песчаников хорошо соотносится с присутствием новообразованного таблитчатого барита. По направлению к жиле в глинистом цементе вмещающих песчаников увеличивается содержание Ba, Cd, Na, Sr, Rb, Th, U, Li, Sm, Y, Cu.

Сравнение особенностей описанных проявлений флюидолитов и объектами сходного генезиса, говорит о том, что в данном случае мы, вероятнее всего, наблюдаем пересечение верхнего этажа жильной системы.

На юго-запад от описанного проявления флюидолитов располагается структура «Красный Маяк», находящаяся на территории одноименного поселка. Она представляет собой слабо овальную возвышенность (диаметром около 180-200 м, при относительной высоте 20-22 м), длинная ось которой ориентирована в северо-восточном направлении. Вершина холма почти плоская, склоны имеют крутизну 15-25°. Холм повсеместно сложен беспорядочным нагромождением остроугольных обломков пород (размером 10-15 до 40-50 см) не имеющих рядом коренных выходов. Обломки

представлены в основном доломитами елизаветинской и изварской свит (O_2), реже мергелистых доломитов нарвской свиты (D_2), и песчаников веймарнской свиты (D_2).

Ранее описываемая форма рельефа считалась «нетипичным проявлением гляциодислокаций», однако, рассматривать ее в качестве таковой нет оснований, так как это единичное образование, а ледниковые гряды, как правило, сложены серией холмов, кроме того, остроугольный характер материала совершенно не типичен для ледниковых образований.

Интересно отметить, что в шлихах отмытых из материала, слагающего холм, кроме фоновых, для данного района минеральных ассоциаций, были найдены не типичные минералы, образующие ассоциацию - яркокрасный гранат, рубин, корунд, сапфир, шпинель, флюорит, муассонит, роговая обманка, хромдиопсид, энстатит, магнитны шарики. Для минералов характерен свежий облик и оскольчатая форма частиц. Присутствие данной ассоциации в породах холма указывает на эндогенный (флюидно-эксплозивный) генезис структуры.

Между структурой «Красный Маяк» и проявлением флюидолитов у пос. Зайцево к юго-западу от ж/д станции Дивенская, на территории садоводства на дне одного из колодцев было установлено проявление самородной ртути, в виде гнезд и струй-прожилков в трещинах девонских песчано-глинистых отложениях. В колодце наблюдается сильный запах сероводорода. Техногенные источники ртути отсутствуют. Ртуть была установлена также в перекрывающих ледниковых отложениях. По результатам анализов ртуть находится в ассоциации с Mo, As и TR, кроме того в пробах повышено содержание Zr, V, Cr.

Распределение ртути на площади носит закономерный характер и выражено в виде линейной зоны (шириной 200-400 м) северо-восточного простирания зоны, где ее содержание на порядок выше фоновых значений. Кроме того, сами фоновые содержания в данном районе выше средних содержаний ртути в осадочных породах Русской платформы. Повышенное содержание ртути и сильный запах сероводорода также наблюдался в скважине, пробуренной у пос. Батово (рис. 1). Таким образом, можно констатировать существование на данной территории нескольких ртутных проявлений.

Проявления Hg и As свидетельствуют о наличии глубинных проницаемых тектонических зон, по которым происходит вертикальная миграция флюида. Проведенные геолого-геофизические исследования [2] показали наличие в данном районе долгоживущей мобильной зоны северо-восточного простирания, которая контролирует все известные на данной территории малоамплитудные нарушения в венд-палеозойских отложениях чехла. Она разделяет крупные блоки фундамента и часто соответствует характеру современной речной сети. Именно эта зона контролирует распределение проявлений флюидолитов у пос. Зайцево, структуру «Красный Маяк» и проявление ртути у пос. Дивенский. Другая зона нарушений имеет северо-западное простирание и контролирует положение флюидолитов у пос. Зайцево и ртутной аномалию у пос. Батово. Кроме того к этой линейной зоне приурочены выходы родников, питающие истоки р. Оредеж.

Таким образом, в верховьях р. Оредеж в Ленинградской области выявлена зона проявления флюидолитов ассоциирующихся с проявление ртути, которые контролируются региональными зонами нарушений в осадочном чехле. Полученные данные говорят о необходимости переоценки ряда представлений о геологии северо-запада Русской плиты и недооценки проявленности флюидно-эксплозивных процессов и их роли в развитии данного района.

Литература

1. *Енгальчев С.Ю.* Геолого-геохимические особенности жил инъекционных туффзитов из среднедевонских песчаников юго-запада Ленинградской области. Вестник СПбГУ. Сер.7, 2007. Вып.4. С.3-14.
2. *Можжаев Б.Н.* Анализ развития локальных структур в окрестностях Ленинграда // Вопросы разведочной геофизики. Вып.5. Недра. 1966. С.98-104.
3. *Рыбальченко А.М., Колобянин В.Я., Лукьянова Л.И. и др.* О новом типе коренных источников алмазов на Урале // Доклады РАН. 1997. Т.353. № 1. С.90-93.

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ НЕОДИМА В РУДОНОСНЫХ ИНТЕРВАЛАХ РАЗРЕЗА ВОСТОЧНО-ПАНСКОГО РАССЛОЕННОГО ИНТРУЗИВА

Исследование поведения изотопных систем в породах платиноносных расслоенных интрузивов в большинстве случаев фиксирует аномальность изотопного состава пород рудоносных интервалов разреза. Так, исследователями [5] отмечается заметная гетерогенность изотопного состава Sr в породах Критической зоны Бушвельдского расслоенного массива, вмещающей крупнейшие мировые месторождения МПГ (металлов платиновой группы). Де Паоло и Вассербург в своей работе [4] показали, что породам J-M рифа массива Стиллиутер свойственны аномально положительные значения величины ϵ_{Nd} , в то время как породы массива характеризуются отчетливо отрицательными значениями. Нами в предыдущих работах также была отмечена подобная закономерность. Так, рудоносные интервалы разреза массива Луккулайсваара обладают аномальными относительно вмещающих их пород массива величинами ϵ_{Nd} [2].

Аномальное поведение изотопных систем в рудных интервалах разрезов расслоенных интрузий большинство исследователей связывают с теорией о внедрениях дополнительных порций магматических расплавов, несущих иные изотопные характеристики. Альтернативной гипотезой служит идея о флюидном концентрировании платиновых металлов с попутным изменением химического и изотопного состава рудоносных пород. Для более подробного исследования данного вопроса нами были изучены несколько интрузивов восточной части Балтийского щита. В качестве одного из объектов исследования был выбран Восточно-Панский расслоенный массив, вмещающий месторождение МПГ Восточное Чуарвы.

Восточно-Панский массив является частью Федорово-Панского интрузивного комплекса ($2470 \pm 9 - 2501.5 \pm 1.7$) [1], расположенного на Балтийском щите в зоне сочленения архейского гранитоидного фундамента и нижнепротерозойской структуры Имандра-Варзуга. В разрезе Восточно-Панского массива снизу вверх выделяются следующие подразделения: нижняя краевая зона (НКЗ), сложенная некумулятивными мелкозернистыми габброидами; Габброноритовая Зона 1 (ГНЗ₁) представленная габброноритами различных текстур с прослоями плагиопироксенитов и оливиновых габброноритов; Габброноритовая Зона 2 (ГНЗ₂), преимущественно сложенная трахитоидными габброноритами; и габбровая зона (ГЗ), представленная крупнозернистыми габбро, с прослоями оливиновых габброноритов в основании. Границы подразделений выражены в резкой смене кумулусных минеральных ассоциаций, текстур пород, основных петро- и геохимических характеристик. Одним из признаков также служит эрозионный характер контакта выделяемых подразделений расслоенности. Промышленное платинометальное оруденение тесно приурочено к границе ГНЗ₁ и ГНЗ₂. Согласно данным авторов, минерализованные породы в большинстве случаев представлены крупнозернистыми или пегматоидными лейкократовыми габброноритами, габбро, плагиопироксенитами с вкрапленной сульфидной минерализацией (1-2%).

Нами были проанализированы 10 проб пород массива, включающие породы рудоносного горизонта (пробы P7-P9), а также выше- и нижележащие породы. Кроме того, для оценки изотопного состава начальной расплава была проанализирована одна проба из закалочной зоны массива (НКЗ). Пробы были проанализированы Sm-Nd изотопным методом в Лаборатории изотопной геохимии и геохронологии Института геологии и геохронологии докембрия РАН (ИГГД РАН).

Результаты исследования представлены в таблице 1.

При оценке результатов проведенного исследования обращает на себя внимание факт однородности изотопного состава всех исследованных пород. Для приведенных образцов величины ϵ_{Nd} колеблются в пределах от -1.1 до -1.7. Особенно примечательно, что не наблюдается различий между составом закалочной зоны массива и основным расплавом интрузии. Такие данные хорошо согласуются с результатами изучения поведения редкоземельных элементов по разрезу массива [3]. Авторы фиксируют некоторые различия в составах пород различных подразделений интрузии, однако отмечают, что по уровню накопления и по характеру дифференциации редкоземельных элементов породы различных зон массива чрезвычайно близки между собой.

Результаты Sm-Nd изотопного анализа пород Восточно-Панского расслоенного массива.

Жирным шрифтом выделены пробы пород рудоносного интервала разреза

№ пробы	Уровень разреза	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Err, 2s	ϵNd , (2470)
P-3	НКЗ	1.32	5.62	0.1417	0.511656	4	-1.7
P-4	ГНЗ1	1.79	7.08	0.1528	0.511844	4	-1.5
P-5	ГНЗ1	0.76	2.79	0.1653	0.512043	4	-1.7
P-6	ГНЗ1	1.19	4.18	0.1719	0.512178	4	-1.1
P-7	ГНЗ1	0.60	2.18	0.1665	0.512072	18	-1.4
P-8	ГНЗ1	0.67	2.34	0.1726	0.512177	6	-1.3
P-9	ГНЗ1	0.92	3.80	0.1462	0.511739	8	-1.5
P-10	ГНЗ2	5.78	30.91	0.1130	0.511216	6	-1.2
P-11	ГНЗ2	1.08	4.25	0.1539	0.511878	5	-1.2
P-12	ГНЗ2	1.17	4.54	0.1564	0.511923	4	-1.2

Униформность изотопных характеристик, а также характера дифференциации редкоземельных элементов в породах различных уровней разреза Восточно-Панского расслоенного массива говорит о том, что интрузия была сформирована из расплава, принадлежащего одному магматическому очагу. В случае более позднего внедрения дополнительных порций расплава, такие добавки поступали из единого магматического резервуара. Поскольку рудные образцы характеризуются величинами ϵNd , неотличимыми от таковых для ниже- и вышележащих пород, вероятно, что эти породы также были образованы из единого магматического источника.

Литература

1. Баянова Т.Б., Пожиленко В.И., Смолькин В.Ф., Кудряшов Н.М., Каулина Т.В., Ветрин В.Р. Каталог геохронологических данных по Северо-Восточной части Балтийского щита // Приложение № 3 к монографии «Геология рудных районов Мурманской области» / Кол. науч. центр, Геологич. ин-т; Ред. Ф.П.Митрофанов. Апатиты. 2002. 53 с.
2. Епифанова Т.А., Казанов О.В., Саватенков В.М. Источники вещества рудоносных пород расслоенного массива Луккулайсваара: результаты Sm-Nd изотопии // Материалы XVIII молодежной конференции, посвященной памяти К.О.Кратца «Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии» / Санкт-Петербург, 2007. С.222-225.
3. Ибрагимова Э.К., Епифанова Т.А., Казанов О.В. Особенности распределения редкоземельных элементов в породах Восточно-Панского расслоенного массива // Геологи XXI века: Материалы IX Всероссийской научной конференции студентов, аспирантов и молодых специалистов. Саратов: Изд-во СО ЕАГО, 2008. С.58-59.
4. De Paolo D.J., Wasserburg G.J. Sm-Nd age of the Stillwater Complex and the mantle evolution of the neodymium curve. *Geochimica et Cosmochimica Acta.* - 1979. 43. P.999-1008.
5. Kruger F.J. and Marsh J.S. 1982. Significance of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in the Merensky cyclic unit of the Bushveld Complex. *Nature*, 298. P.53-55.

М.М.Ибрагимов

Ibrajimmy@gmail.com, ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

ВОЗРАСТ И ОРУДЕНЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ БИСПБЕРГС КЛАК, СКАЛХОЙДЕН, ВИГСТРОМ ПРОВИНЦИИ БЕРГСЛАГЕН ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Провинция Бергслеген расположена в центральной части Южной Швеции. В ее пределах известно множество месторождений полезных ископаемых (Cu-Zn-Pb, Zn-Pb, Zn-Pb-Ag, Fe, Fe-Mn с широким распространением железорудноскарновых ассоциаций), имеющих большое экономическое значение в добыче, которые являются высокоэкономичными источниками железа, меди и серебра в Европе.

Как геологический объект провинция Бергслеген приурочена к Юго-Западной части Свекофеннского домена, где самые древние породы (кислые метавулканыты, граниты и метаосадки) сформировались около 1.9 млрд лет назад. На западе провинции распространены преимущественно кислые вулканыты, представленные риолитами, тогда как дациты встречаются, главным образом, в ее восточной части [2]. Свекофеннский вулканоплутонический комплекс в провинции интерпретировался как островодужный [2] и окраинноконтинентальный [3], что согласуется с постепенным увеличением мощности земной коры в ней с востока на запад. В конце Свекофеннского орогенеза все породы в ее пределах были подвергнуты складчатым деформациям и метаморфизованы в условиях зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Это происходило после проявления высококалиевого гранитоидного магматизма (1.8-1.7 млрд лет), имеющего значительное распространение в Бергслеген и сопредельных районах. [2]. С самыми поздними Свекофеннскими гранитами и пегматитами (1.75-1.80 млрд лет) связаны проявления молибдена и мелкие W-Mo месторождения.

Наиболее древние магматические события (вулканизм и раннесвекофеннские граниты I типа) происходили в интервале 1850-1890 млн лет [2]. Поздние свекофеннские мигматиты и граниты S типа, сопровождающиеся пегматитами, формировались в кульминационные и поздние фазы метаморфизма. Все остальные граниты в провинции, представленные I и A типами, считаются постсвекофеннскими. U-Pb датированием определены возраста вулканических и интрузивных пород в Бергслеген. Метаморфизм и складчатые деформации имели место примерно 1830-1850 млн лет назад, что частично зафиксировано в раннесвекофеннских гранитоидах S типа в северной части Бергслеген ~1825 млн лет [2] Граниты A типа имеют возраст 1680-1800 млн лет.

В провинции Бергслеген автором данной работы изучались гранитоиды трех районов – **Биспбергс Клак, Вигстром, Скалхойден**.

Гранитоиды **Биспбергс Клак** находятся в пяти километрах к северо-востоку от Сатер. Представлены они высококалиевыми красными гранитами, характерными для поздне- и постсвекофеннских гранитоидных групп провинции Бергслеген. Их доминирующая структура порфириовидная (вкрапленники калиевого полевого шпата 0.2-0.5 см). Основная масса сложена калиевым полевым шпатом, кварцем и биотитом. По некоторым признакам (Rb, Y+Nb) они отвечают гранитам A типа. В распределении редкоземельных элементов для них характерна отрицательная аномалия Eu. Они имеют повышенные концентрации молибдена и, как правило, содержат жилы, прожилки и просечки с молибденитом. По степени метасоматических преобразований гранитоиды **Биспбергс Клак** подразделяются на две разновидности: «красную» с незначительно повышенным содержанием калия и «серую» - с более низкими значениями калия. В качестве акцессорных минералов в гранитах присутствуют молибденит, халькопирит, борнит, халькозин, пирит, галенит, висмутин, флюорит и шеелит. По изотопному датированию (Re-Os метод по молибдениту) возраст красных гранитов (S тип) оценивается в 1802 ± 7 млн лет, а серых гранитов (I тип) - 1781 ± 7 млн лет [1].

Гранитоиды **Скалхойден** проявлены в восточной части Бергслеген, являющегося перспективным районом для возможной добычи молибдена.

Химический состав Скалхойден гранитоидов показывает незначительные различия с Биспбергс Клак (табл.1, 2). Они имеют более лейкократовый характер. Изотопный возраст Скалхойден гранитоидов (U-Pb метод, по циркону) установлен в пределах 1760 млн лет [3] Этот возраст, вместе с их геохимическими характеристиками является индикаторным для поздних Свекофеннских гранитов в Бергслеген.

Гранитоиды **Вигстром** расположены между двумя маленькими городками Грангесберг и Коппарберг в западной части Бергслеген. Вигстром граниты серые, красновато-серые, массивные, крупно- среднезернистые, монодисперсные. Сложены кварцем, плагиоклазом, микроклином, биотитом и небольшим количеством мусковита и флюорита. Перспективны на вольфрам.

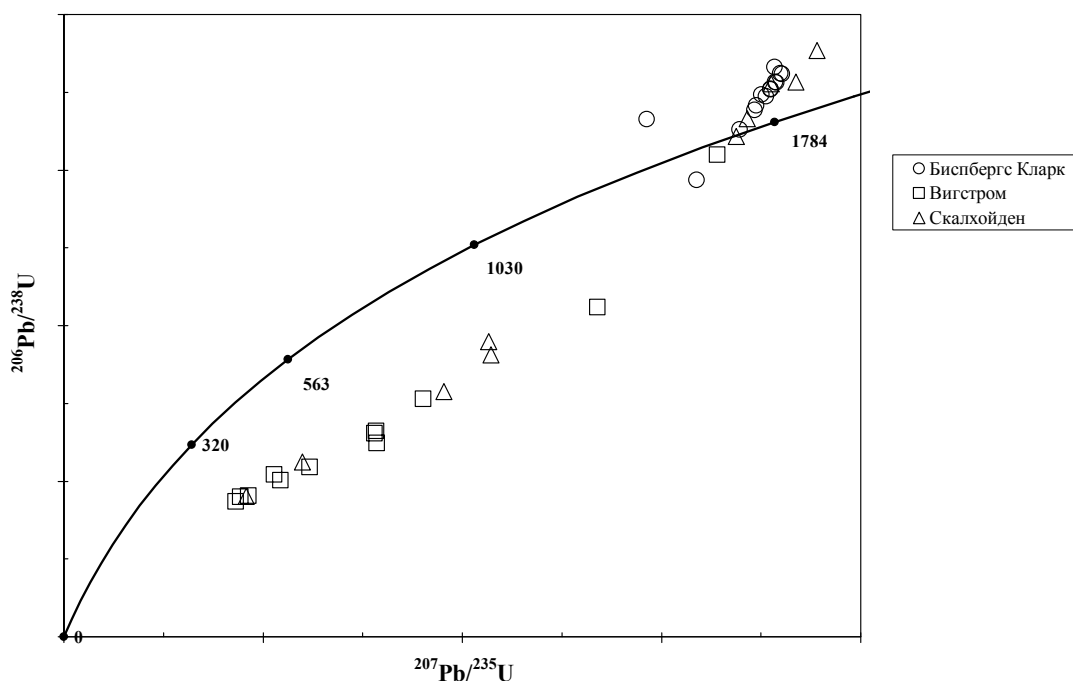
По химическому составу Вигстром гранитоиды (табл. 1, 2) сходны с Биспбергс Клак гранитами. Их возраст (U-Pb метод, по циркону) равен 1750 ± 10 млн лет [1].

Методика, виды и результаты выполненных исследований

Вся работа подразделяется на 6 этапов. Отбор каменного материала (центральной части Южной Швеции). Обработка каменного материала в лаборатории (Университет Турку – отбор циркона, Институт геологии КарНЦ РАН – шлифы, хим. анализы). Нанесение кристаллов циркона на специальную стеклянную пластинку (Швеция). Фотографирование циркона (Геологическая служба Финляндии, Эспо). Определение возраста (Швеция, Музей естественной истории). Обработка и анализ полученных результатов.

Химический состав гранитоидов Биспбергс Клак, Скалхойден, Вигстром

Гранитоиды	Окислы									
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Скалхойден	75.20	0.15	12.64	0.71	1.00	0.039	0.41	1.03	3.85	4.53
Вигстром	74.02	0.19	13.23	0.40	1.43	0.053	0.51	0.90	3.01	5.58
Биспбергс Клак	73.06	0.19	13.65	0.91	1.00	0.032	0.71	1.13	3.42	5.06
Гранитоиды	Окислы									
	ппп		P ₂ O ₅		Li ₂ O		Rb ₂ O		Cs ₂ O	Сумма
Скалхойден	0.23		0.13		0.0032		0.0199		0.0003	100.06
Вигстром	0.47		0.12		0.0028		0.0295		0.0004	100.04
Биспбергс Клак	0.48		0.11		0.0034		0.0257		0.0003	99.95

Рис. 1. Диаграмма с конкордией для цирконов из гранитоидов **Биспбергс Клак, Скалхойден, Вигстром**

Отбор каменного материала был осуществлен во время учебного курса металлогении Свекофеннии и Свеконорвежского орогенеза в центрально-южной части Швеции. 22-27 сентября 2007. Организатор практики проф. Кристер Сундблад (Университет Турку). Отбор образцов был осуществлен совместно с Кристером Сундбладом. Выделение и отбор монофракций циркона выполнены автором настоящей работы и Арто Пелтола. Нанесение циркона на специальную пластинку сделано в Швеции (Музей естественной истории). Фотографирование цирконов осуществлялось автором и научным сотрудником кафедры геологии (Университет Турку) Джарами при помощи Марьи Лехтонен и Бо Джоханссон (Геологическая служба Финляндии, Эспо). Определение возраста производилось автором, Кристером Сундбладом, Джарами и производилось на приборе «САМЕСА 1270». Химические анализы гранитоидов выполнены в аналитической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН (аналитики – Полищук А.И., Питкя Н.В. 2008).

Все три гранитоида относятся к S типу. Они имеют высокие концентрации К и Rb и относительно низкие Са и Na.

Для определения возраста было отобрано девять зерен циркона из гранита Биспбергс Клак, восемь из гранита Скалхойден и семь из гранита Вигстром.

Соответственно получены предварительные результаты 1731.0±38.4-1798.5±5.3 млн лет для Биспбергс Клак гранитов, 1312.9±7.9-1901.1±27.3 млн лет для Скалхойден гранита и 1759.9±7.8-1820.3±17.2 млн лет для Вигстром гранитов, что отражено на диаграмме (рис. 1).

Полученные значения возрастов несколько отличаются от ранее известных для данных гранитоидов – Скалхойден-гранит 1760 млн лет [3] Вигстром-гранит 1750±10 млн лет [1] Биспбергс Клак-гранит 1781±7 млн лет до 1802±7 млн лет [1], но в целом подтверждают принадлежность этих гранитов к посторогенной магматической группе.

Выводы

Согласно результатам проведенных исследований граниты **Биспбергс Клак**, **Скалхойден**, **Вигстром** относятся к S типу и имеют близкие значения возраста 1760-1800 млн лет, определяющие их принадлежность к посторогенным свекофенским гранитоидам, характеризующимся значительными металлогеническими перспективами на вольфрам, молибден и редкие металлы.

Литература

1. *Kumpulainen, R., Mansfeld, J., Sundbald, K., Neymark, L. & Bergman, T.* 1996. Stratigraphy, age and Sm-Nd isotope systematic of the country rocks to Zn-Pb sulfide deposits, Ämmeberg district, Sweden. *Economic Geology* 91, Pages 1009-1021.
2. *Rickard D.* Some new lead isotope determinations from the proterozoic sulfide ores of central Sweden. // *Mineralium Deposita*. Volume 20, Number 1 / January 1985 г. Pages 1-7.
3. *Sundblad K., Ahl M. & Schöberg H.* 1993. Age and geochemistry of granites associated with Mo-mineralizations in western Bergslagen, Sweden. *Precambrian Research* 64, Pages 319-335.

А.О.Калашиников, Г.Ю.Иванюк, П.М.Горяинов

kalashnikov@geoksc.apatity.ru, ГИ КНЦ РАН, Апатиты

КРИТЕРИЙ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ УПОРЯДОЧЕННОСТИ КАК УНИВЕРСАЛЬНЫЙ ПОИСКОВЫЙ ПРИЗНАК

Методы теории самоорганизации определяют принципиально новые возможности в создании технологии прогноза и поисков месторождений полезных ископаемых. Они основаны на использовании количественных критериев относительной упорядоченности различных участков изучаемого объекта, наиболее упорядоченные из которых трактуются как наиболее перспективные [1]. На этом основании разработан ряд методов, которые были опробованы на объектах различных обстановок, генезиса и возраста. Они показали весьма хорошие прогностические результаты [2]. К ним относятся:

- 1) метод многомерных фазовых траекторий;
- 2) фрактальный анализ данных дистанционного исследования Земли;
- 3) анализ степени дифференцированности геологических систем.

Апробация методов на геологических объектах разного масштаба, возраста и генезиса показала их эффективность и универсальность. С помощью одного из методов выявлено ранее неизвестное местоположение коренной минерализации благородных металлов.

Метод поиска полезных ископаемых, основанный на анализе многомерных фазовых траекторий (ММФТ) [3]. В данном методе для оценки упорядоченности участков используется подсчет количества переменных (геохимических, петрофизических, геофизических и др.), которые обнаруживают когерентное поведение в данном участке. Та зона, в которой наблюдается когерентность поведения максимального числа переменных, и является наиболее упорядоченной, а, следовательно, и перспективной.

Метод был апробирован на двух объектах разного масштаба, генезиса и возраста.

1) С помощью разработанного метода удалось выявить зону золотосеребряной минерализации (рис.1), представленной самородными золотом, серебром и висмутом, сульфидами и теллуридами Ag и Вi в коренном залегании в пределах Оленегорского месторождения железистых кварцитов (Кольский полуостров) [4]. Стоит отметить, что в качестве исходных данных использовались только средние значения химического состава пород. Иными словами, метод позволил полностью исключить стадию геохимической съемки, и, тем не менее, дал результаты, более корректные, чем все использованные до сих пор традиционные методы поиска рассеянного оруденения.

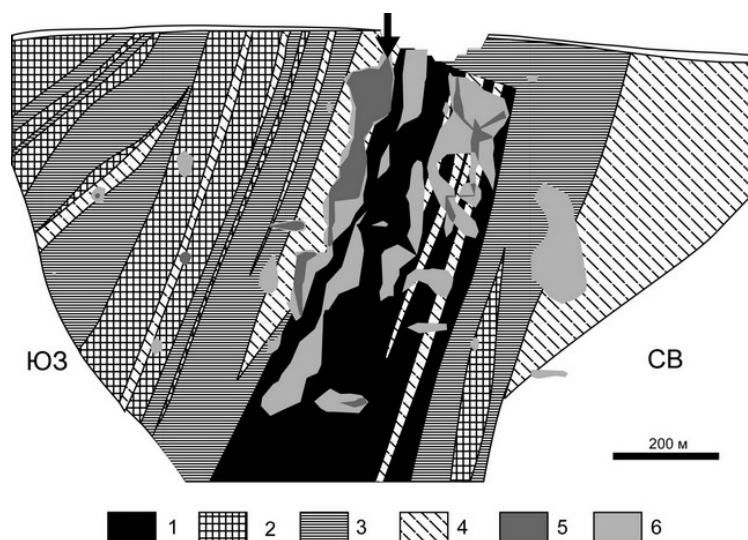


Рис.1. Выявление благороднометальной минерализации с помощью ММФТ на Оленегорском месторождении (Кольский п-ов)

1 – железорудные тела, 2 – роговообманковые и жсдритовые амфиболиты, 3 – биотит-роговообманковые гнейсы, 4 – лептиты и нодулярные гнейсы; 5 и 6 – перспективные участки: 5 – более, 6 – менее перспективные. Стрелкой указано место отбора проб

2) Исследования по выявлению перспективных на золото зон в пределах западной части Забайкальской золотоносной провинции (участок Келяна), точно указали на Келянское месторождение ртути и рудопроявления цветных и благородных металлов (рис.2). Кроме того, были выделены перспективные участки для более детального исследования.

Метод прогноза и поиска концентраций полезных элементов, основанный на фрактальном анализе распределения участков с различным альбедо по аэрокосмоснимкам [5] позволяет перейти к анализу геоморфологических данных, минуя стадию дешифрирования аэро- и космоснимков. Сущность метода заключается в выявлении участков наибольшей упорядоченности, в качестве критерия которой выступает фрактальная размерность распределения альбедо в пределах аэро- или космоснимка. Второй вариант метода заключается в выявлении участков с наибольшей фрактальной размерностью изолиний высот. Метод был апробирован на нескольких геологических объектах различного возраста, генезиса и масштаба, обладающих различными типами рельефа.

1) Хибинский щелочной массив (Кольский полуостров). Распределение фрактальности изолиний представлено на рис.3. Как видно, участки с максимальной фрактальной размерностью практически полностью покрывают рудоконтролирующую структуру – ийолит-уртитовое Главное кольцо, и одна ячейка указывает на Малую дугу. Практически все месторождения включены в выделенные участки, в том числе все крупнейшие в мире (Коашва, Расвумчорр, Кукисвумчорр и др.).

2) Для северной части Приимандровской структуры (Кольский полуостров) проводилось изучение распределения фрактальности фототона космоснимка. Распределение фрактальности фототона космоснимка представлено на рис.4. Как видно на рисунке, все месторождения так или иначе включены в площадь, перспективность которой была определена с помощью предложенного метода.

3) На детальном участке Келяна (Забайкальская золотоносная провинция) проводилось изучение распределение фрактальности изолиний высот, результаты которого представлены на рис.5. Две из четырех выделенных перспективных площадей покрыли Келянское ртутное месторождение, проявление полиметаллов и золота.

Метод прогноза и поиска месторождений полезных ископаемых, основанный на анализе пространственного распределения степени дифференцированности геологических объектов [6] использует в качестве критерия относительной упорядоченности степень дифференцированности геологической структуры. Метод был апробирован на двух объектах разного масштаба, возраста и генезиса: палеозойский Хибинский массив нефелиновых сиенитов (рис.6) и архейское Оленегорское железорудное месторождение (рис.7). Везде метод точно указал на положение месторождений, рудопроявлений, рудоконтролирующих структур или рудных тел.



Рис.2. Апробация ММФТ на участке Келяна (Забайкальская золотоносная провинция)
Серая градиентная заливка – степень перспективности. Кружки – известные месторождения и рудопроявления. Черные точки – знаки золота в шлихах. Параллелограммами выделенные участки для постановки более детальных работ

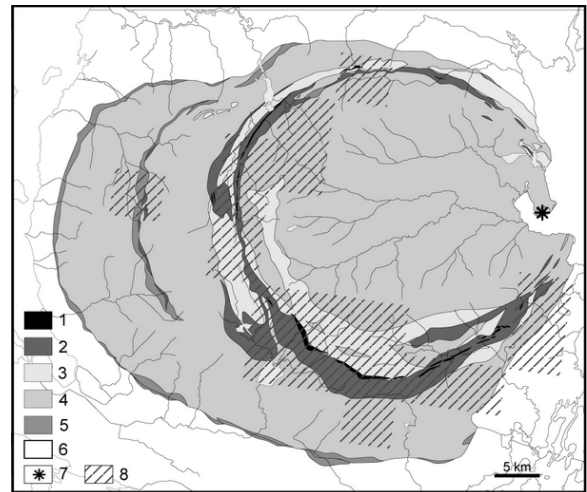


Рис.3. Апробация метода фрактального анализа изолиний высот на Хибинском массиве (Кольский п-ов).
1 – апатито-нефелиновые породы; 2 – фойдолиты; 3 – ричесорриты; 4 – фойяиты; 5 – фенитизированные, ороговикованные вулканогенно-осадочные породы; 6 – вмещающие метаморфические комплексы AR и PR; 7 – карбонатитовый шток; 8 – участки с максимальной фрактальной размерностью изолиний высот

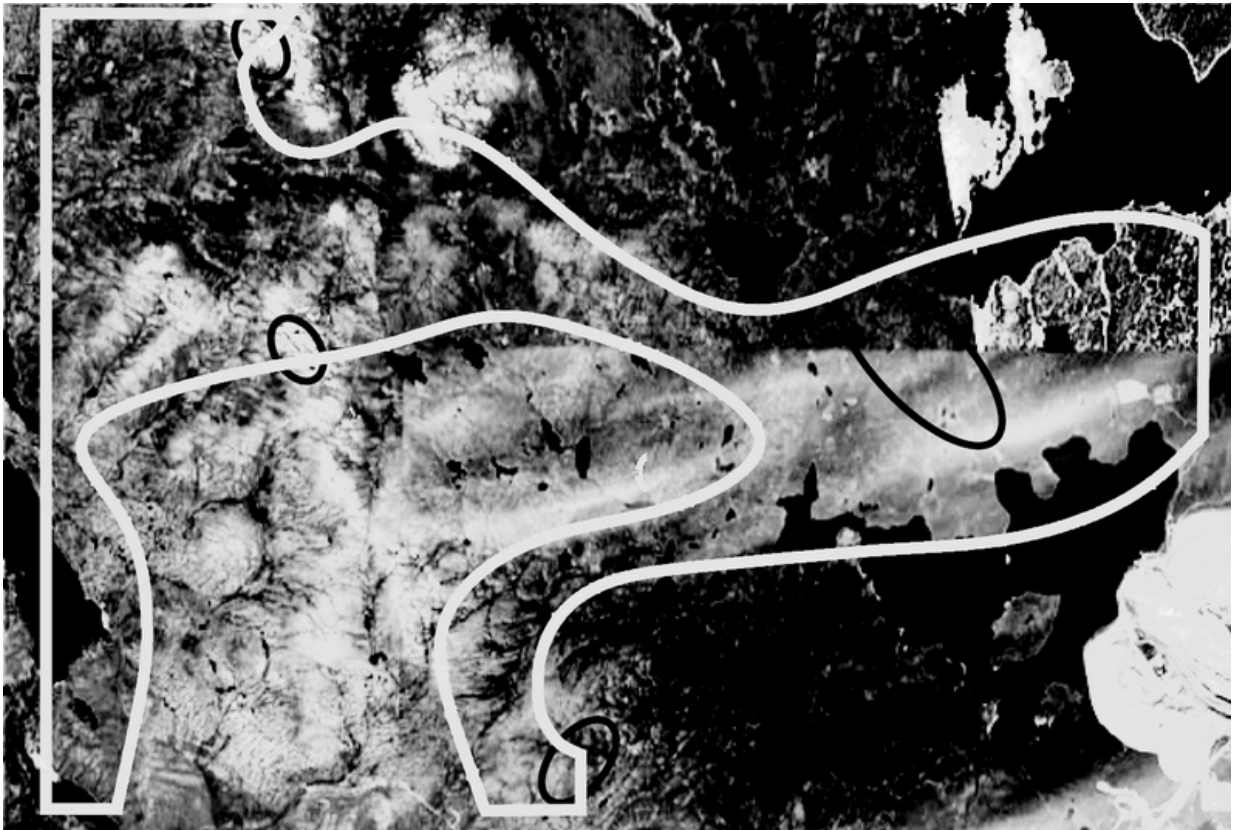


Рис.4. Распределение фрактальности фототона. Северная часть Приимандровской железорудной структуры
Белой линией обозначена перспективная площадь, выделенная с помощью обсуждаемого метода. Черными эллипсами обозначены железорудные месторождения

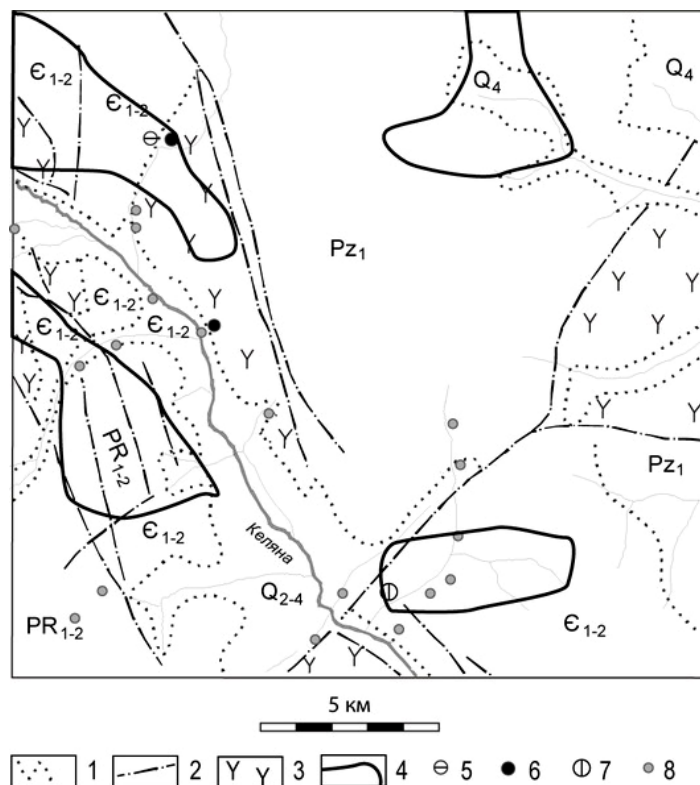


Рис.5. Распределение фрактальности изолиний высот на участке Келяна (Забайкальская золотоносная провинция). Черными линиям обведены перспективные участки. Кружками обозначены месторождения и рудопроявления

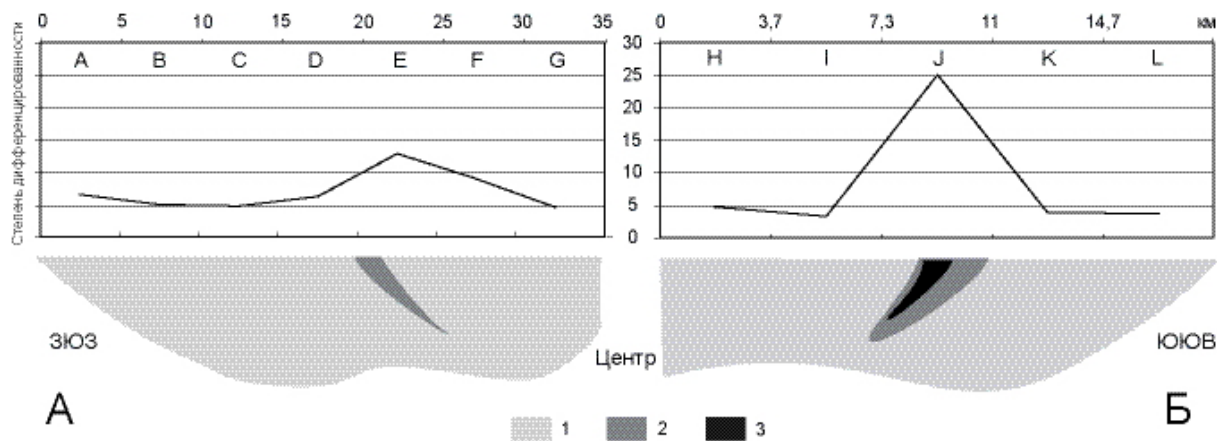


Рис.6. Степень дифференцированности разрезов Хибинского массива:
1 – фойяиты, 2 – фойдолиты Главного кольца, 3 – апатит-нефелиновые породы

На основании проведенных экспериментов можно заключить, что у предложенных методов, образующих единую последовательную прогнозно-поисковую технологию, имеется ряд преимуществ:

1. Универсальность и воспроизводимость.
2. Высокая прогностическая эффективность.
3. Возможность использования уже имеющихся данных, а в некоторых случаях – даже средних (теоретических) значений тех или иных переменных, без проведения дополнительных полевых и аналитических работ.

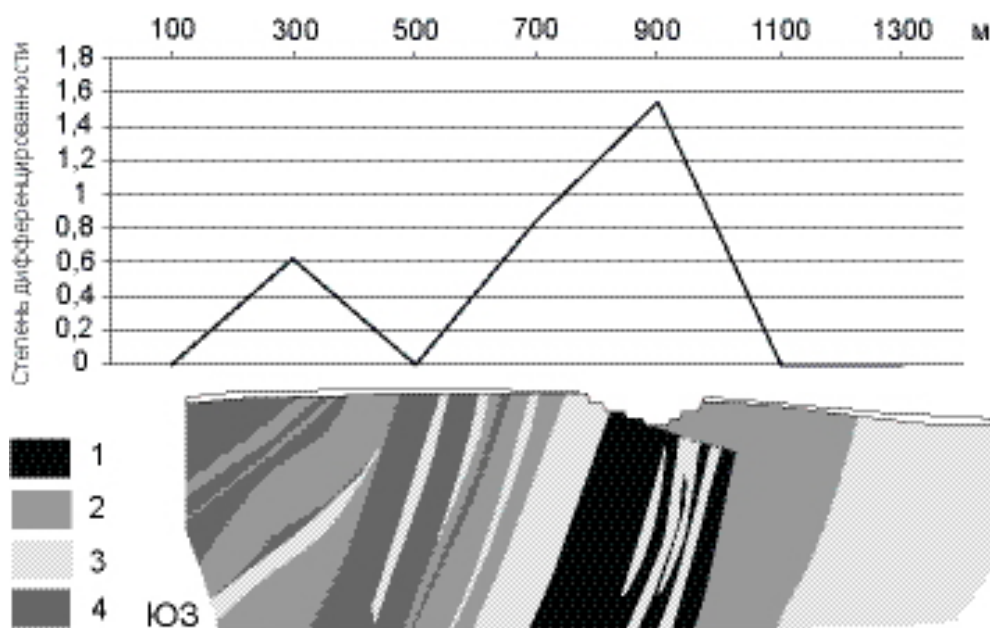


Рис 7. Степень дифференцированности геохимического поля по профилю 12 Оленегорского месторождения:

- 1 – железистые кварциты; 2 – биотитовые и биотито-роговообманковые гнейсы;
3 – лептиты и нодулярные гнейсы; 4 – роговообманковые и жесдритовые амфиболиты

Литература

1. Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю. Самоорганизация минеральных систем. М.: ГЕОС, 2001. 312 с.
2. Калашиников А.О. Прогноз и поиск месторождений по степени структурно-вещественной упорядоченности участков земной коры // Разведка и охрана недр, 2, 2008. С.9-13.
3. Калашиников А.О., Базай А.В., Иванюк Г.Ю. Метод многомерных фазовых траекторий для прогноза и поисков благороднометалльного оруденения в породах полосчатой железистой формации // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии. Материалы XVIII молодежной научной конференции посвященной памяти К.О.Кратца, 8-13 октября 2007 г. – СПб., 2007. С.266-267.
4. Базай А.В., Иванюк Г.Ю. Золотосеребряная минерализация околорудных скарноидов Оленегорского месторождения // Минералогия во всем пространстве сего слова. Труды III Ферсмановской научной сессии. Апатиты: Изд-во К&М, 2006. С.102-105.
5. Калашиников А.О. Упорядоченность рельефа как поисковый признак // Минералогия во всем пространстве сего слова. Труды V Ферсмановской научной сессии. Апатиты: Изд-во К&М, 2008. С.151-154.
6. Калашиников А.О. Степень дифференцированности геохимического поля как поисковый признак // Разведка и охрана недр, 3, 2008. С.34-40.

ПРОЯВЛЕНИЕ ТАЛЬКОВОГО КАМНЯ «ОЗЕРКИ-1»: МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

При поисках талькового камня в Костомукшской зеленокаменной структуре (Карельский кратон, Фенноскандинавский щит) наиболее перспективными являются высокомагнезиальные вулканиды – коматииты, основной объем которых приурочен верхам разреза рувинваарской свиты. Здесь ультрамафиты образуют линзовидные тела, которые с перерывами прослеживаются в полосе протяженностью около 15 км среди метабазальтов, и выделяются сильно дифференцированным магнитным полем интенсивностью 500-2000 нТл на фоне более спокойного поля (0-500 нТл), создаваемого вмещающими метабазальтами [2]. Вулканиды интенсивно перекристаллизованы, в них практически не осталось первичных минералов, однако при этом сохранились отчетливые реликты структур и текстур эффузивных пород: подушечные и шаровые лавы, автобрекчии, спинифекс-структуры, слоистые туфы и туфобрекчии.

В 2004-2005 гг. в рамках приграничного сотрудничества специалистами Института геологии КарНЦ РАН и геологической службы Финляндии в юго-западной части Костомукшской структуры были проведены поисковые работы на тальковый камень, включающие валунный поиск, геологические маршруты, геофизические исследования (магнито-электроразведка), пенетрационное бурение. Итогом работ стало выделение нескольких перспективных участков развития талькового камня, на которых было проведено колонковое бурение. На участке «Озерки-1» бурение подтвердило наличие дифференцированного крутопадающего пластообразного с апофизами тела мощностью 100-130 м, протяженностью до 300 м северо-восточного простирания (40-45°), залегающего согласно среди метабазальтов.

Для изучения петрографических и минералого-геохимических особенностей пород проявления использовался керн 11 скважин, общим объемом 467 пог. м. Микрозондовый анализ минералов проводился на микроанализаторе INCA Energy 350 на базе сканирующего микроскопа VEGA II LSH (аналитики А.Н.Терновой, А.Н.Сафронов). Результаты анализов представлены в таблице.

Тело талькового камня преимущественно сложено породами карбонат-хлорит-тремолит-талькового состава, в которых наблюдаются небольшие по мощности линзы карбонат-хлорит-тальковых и хлорит-тремолитовых пород. Четких контактов между разностями нет, переходы постепенные. В северо-восточной и в северо-западной части тела отмечаются дайки метагаббро, расположенные согласно вмещающим породам.

Карбонат-хлорит-тремолит-тальковые породы представлены тонко- и мелкозернистыми разновидностями от светло-серой до темно-серой окраски, в зависимости от содержания хлорита, с тальковыми, карбонатными, хлоритовыми и тальк-карбонатными прожилками размером от 2-3 мм до первых сантиметров. Среднее содержание минералов по шлифам: карбонат – 10-15 %, хлорит – 25-30%, амфибол – 25-30%, тальк – 10-30%, рудные – до 3%. Микроскопически во многих образцах обнаруживаются реликтовые орто-, мезокумулятивные, реже спинифекс-структуры. Псевдоморфозы по оливину, контуры зерен которого подчеркиваются цепочками тонкораспыленных рудных минералов, выполнены агрегатами хлорита, тремолита, талька. Структуры спинифекс диагностируются по наличию разноориентированных пучков из темных и светлых полос, микроскопически светлые полосы сложены агрегатом тремолита и талька, темные – хлоритом. Хлорит, представленный хромовым ($Cr_2O_3=0.7\%$) тальк-хлоритом, образует линзообразные скопления листочков бледно-зеленого цвета с размером минеральных индивидов в сотые доли мм. Тремолит развит в виде бесцветных, иногда с буроватым оттенком, призматических и игольчатых кристаллов, а также мелкочешуйчатых и волокнистых агрегатов с размером минеральных индивидов от сотых долей миллиметра до 0.7 мм. В кристаллах тремолита наблюдаются участки, по составу отвечающие антофиллиту. Кристаллы антофиллита отмечаются также и в основной массе. Наблюдается отчетливое замещение тремолита тальком. Тальк бесцветный мелкочешуйчатый и листоватый, в сростании с хлоритом и амфиболом образует основную ткань породы, железистость $f=6.5\%$. Характерны две генерации талька: мелкочешуйчатая – размером 0.01-0.1 мм и более крупные пластинки размером 0.2-0.35 до 1 мм. Карбонат, представленный доломитом, развит в виде ксенобластов размером до 1-2 мм, а также в виде зернистых масс с размером минеральных индивидов 0.05-1 мм и прожилков. Часто содержит тонкую вкрапленность рудного минерала. По результатам микрозондовых исследований рудные минералы представлены магнетитом и ильменитом, размер зерен от сотых долей до 0.3 мм.

Химические составы и кристаллохимические формулы минералов

<i>Тальк</i>										
Образец	oz-002-26	oz-004-25	oz-007	oz-008-11	oz-005-13	oz-010-7	oz-010-36			
SiO ₂	66.33	66.36	66.65	66.69	66.67	66.67	66.24			
MgO	29.73	29.33	30.34	30.18	29.83	29.47	29.94			
FeO	3.94	4.31	3.01	3.12	3.51	3.86	3.82			
сумма	100	100	100	100	100	100	100			
Mg	2.72	2.69	2.77	2.75	2.73	2.70	2.74			
Fe ²⁺	0.20	0.22	0.15	0.16	0.18	0.20	0.20			
Si	4.08	4.09	4.08	4.09	4.09	4.10	4.07			
f	6.85	7.56	5.14	5.50	6.19	6.90	6.80			
<i>Амфиболы</i>										
Образец	oz-002-26	oz-004-25	oz-005-13	oz-010-7	oz-010-36					
	Ant	Ant	Tr	Tr	Ant	Tr	Ant			
SiO ₂	60.80	61.99	60.84	60.83	60.23	61.30	60.55			
FeO	14.68	12.89	4.22	4.70	13.72	4.18	12.96			
MnO	0.35	0.46	-	-	0.99	-	0.96			
MgO	23.76	23.65	22.56	22.00	22.52	22.33	24.35			
CaO	0.41	0.48	12.38	12.47	2.54	12.11	1.18			
сумма	100	100	100	100	100	100	100			
Ca	0.06	0.07	1.77	1.79	0.37	1.73	0.17			
Mg	4.79	4.75	4.49	4.39	4.57	4.44	4.90			
Fe ²⁺	1.66	1.60	0.47	0.53	1.56	0.47	1.46			
Mn	0.04	0.05	-	-	0.11	-	0.11			
Si	8.22	8.27	8.13	8.15	8.19	8.18	8.18			
f	25.74	25.20	9.48	10.77	25.45	9.57	22.96			
<i>Хлорит</i>										
образец	oz-002-26	oz-004-25	oz-007	oz-008-11	oz-005-13	oz-010-7	oz-010-36			
SiO ₂	41.20	37.61	40.74	41.26	39.22	40.48	40.13			
Al ₂ O ₃	14.38	17.51	15.06	15.14	15.82	14.85	15.92			
FeO	12.78	13.77	8.91	8.79	10.94	11.35	10.71			
MgO	31.14	30.15	34.85	34.81	33.37	32.58	32.95			
Cr ₂ O ₃	0.51	0.95	0.44	-	0.65	0.73	0.29			
сумма	100	100	100	100	100	100	100			
Mg	4.01	3.89	4.39	4.38	4.24	4.16	4.19			
Fe ²⁺	0.92	1.00	0.63	0.62	0.78	0.81	0.76			
Cr	0.03	0.07	0.03	-	0.04	0.05	0.02			
Al ^{VI}	1.03	1.05	0.95	1.00	0.94	0.97	1.03			
Al ^{IV}	0.43	0.74	0.55	0.51	0.65	0.53	0.57			
Si	3.57	3.26	3.45	3.49	3.35	3.47	3.43			
f	18.66	20.45	12.55	12.40	15.54	16.30	15.35			
<i>Карбонаты</i>										
Образец	oz-002-26	oz-004-25	oz-007			oz-008-11		oz-005-13	oz-010-36	
	Dol	Dol	Dol	Cal	Mgs	Dol	Cal	Mgs	Dol	Dol
MgO	20.92	20.99	21.65	0.71	41.79	21.00	1.04	40.21	20.06	19.92
CaO	32.34	31.55	32.09	56.51	0.34	31.30	54.40	0.64	29.01	30.22
MnO	-	0.42	0.14	0.54	0.54	0.43	1.16	0.50	0.12	0.62
FeO	4.42	4.67	3.58	3.58	13.28	3.74	1.01	13.52	3.02	3.75
CO ₂	42.32	42.37	42.54	38.66	44.05	56.47	42.39	45.13	47.79	45.49
сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
Mg	0.449	0.451	0.463	0.016	0.839	0.458	0.025	0.828	0.470	0.452
Ca	0.498	0.487	0.493	0.931	0.005	0.491	0.945	0.009	0.489	0.493
Mn	-	0.005	0.002	0.007	0.006	0.005	0.016	0.006	0.002	0.008
Fe ²⁺	0.053	0.056	0.043	0.046	0.150	0.046	0.014	0.156	0.040	0.048
f	10.56	11.05	8.50	74.19	15.17	9.13	35.90	15.85	7.84	9.6

ПРИМЕЧАНИЕ. oz-002-26, oz-004-25 – карбонат-хлорит-талевая порода; oz-007, oz-008-11 – та же порода сильно карбонатизированная, oz-005-13, oz-010-7 – карбонат-хлорит-тремолит-талевая порода; oz-010-36 – карбонат-хлорит-тремолитовая порода. Ant – антофиллит, Tr – тремолит, Dol – доломит, Cal – кальцит, Mgs – магнезит, $f = \text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}) \times 100\%$ – коэффициент железистости. В карбонатах CO₂ определено по разности.

Карбонат-хлорит-талковые породы представлены мелко- и тонкозернистыми разновидностями от светло- до темно-серого цвета (в зависимости от преобладания карбоната либо хлорита) с тальковыми, карбонатными и тальк-карбонатными прожилками мощностью от 2-3 мм до первых сантиметров. По сравнению с карбонат-хлорит-тремолит-талковыми породами в целом содержат большее количество карбоната и меньше хлорита, а также являются более мягкими, что позволяет уверенно выделять их среди последних. Породы данной группы имеют порфиробластовые структуры. Порфиробласты представлены зернами карбоната и иногда антофиллита. Основная ткань сложена тонкочешуйчатым агрегатом талька, хлорита и зернами карбоната. В участках с повышенным содержанием хлорита порода становится сильно сланцеватой. Карбонат-хлорит-талковые разновидности практически не обнаруживают реликтов первичных структур коматиитов. В нескольких шлифах сохранились участки со структурой спинифекс, где псевдоморфозы по пластинам первичных минералов сложены агрегатом чешуек талька, пространство между пластинами – хлоритом. По химическому составу тальк карбонат-хлорит-талковых пород является более железистым $f=7.2\%$, также представлен двумя генерациями. Хлорит представлен бледно-зеленым тальк-хлоритом с примесью Cr_2O_3 до 0.95% , для которого характерны более низкая магнезиальность и более высокая железистость. Карбонат развит в виде ксенобластов, зернистых масс и в некоторых образцах образует ромбоэдрические метакристаллы. Представлен доломитом, для которого характерны более высокие содержания MgO , CaO и FeO (табл.). В интенсивно карбонатизированных образцах, мощных карбонатных прожилках наблюдаются зерна магнезита (брейнерита), замещающегося кальцитом и доломитом. Замещение начинается по трещинкам в брейнерите и заканчивается полными псевдоморфозами. В таких образцах хлорит и тальк образуют крупные пластинки с пониженной железистостью и повышенной магнезиальностью (таблица). По кальцит-доломитовому геотермометру А.С.Таланцева [1] температура минералообразования равна $320-340^\circ C$. Антофиллит образует бесцветные длиннопризматические кристаллы и лучистые агрегаты размером до 1 мм, замещающиеся преимущественно тальком, в меньшей степени карбонатом. Рудные минералы также представлены магнетитом и ильменитом, однако их содержание уменьшается. В образце oz-008-11 наблюдались зональные зерна хромшпинелидов. Реликтовые ядра алюмохромитов содержат Cr_2O_3 в количестве $50-52\%$, FeO $32.8-33.5\%$, Al_2O_3 $12.3-13.4\%$, MgO $1.3-1.8\%$, ZnO $1.1-1.8\%$. Для магнетитовой каймы характерны содержания FeO $85-92\%$, Cr_2O_3 $8-15\%$. Некоторые зерна хромшпинелидов полностью перешли в магнетит с примесью хрома. Наблюдается замещение карбонатами, в зернах последних отмечаются реликтовые магнетитовые каемки. На основе детальных исследований изменения состава аксессуарных хромшпинелидов из коматиитов блока Йилгарн Западной Австралии при метаморфизме [3] можно заключить, что особенности химического состава наблюдаемых хромшпинелидов свидетельствуют об изменениях в условиях низкотемпературной амфиболитовой фации.

Хлорит-тремолитовые и карбонат-хлорит-тремолитовые породы представляют собой тонкозернистые массивные разновидности серого и темно-серого цвета, местами с зеленоватым оттенком, повышенной твердости. Секутся тальковыми, хлоритовыми, карбонатными и тальк-карбонатными прожилками. В большей степени сохранили первичные кумулятивные и спинифекс-структуры. Тремолит, образующий чешуйчатые, волокнистые агрегаты, призматические кристаллы размером от сотых долей до 1 мм, развивается не только в основной массе, но и в виде маломощных прожилков. По химическому составу практически не отличается от тремолита карбонат-хлорит-тремолит-талковых пород. Наблюдается отчетливое замещение амфибола тальком и карбонатом. Антофиллит развит в виде длинных лучистых агрегатов, псевдоморфно замещается тальком. Количество его в породе невелико. Имеет повышенные содержания CaO 1.2% относительно 0.45% в карбонат-хлорит-талковых породах и меньшие, чем в карбонат-хлорит-тремолит-талковых разновидностях. Хлорит представлен бледно-зеленым тальк-хлоритом, по составу близок хлориту карбонат-хлорит-тремолит-талковых пород. Карбонат, появляющийся в хлорит-тремолитовых породах представлен доломитом, образует изометричные зерна, зернистые массы и порфиробласты. Отмечается образование более позднего крупнопластинчатого талька.

Для всех групп пород характерно наличие бедной вкрапленности сульфидов, представленных пирротином, пентландитом, пиритом, халькопиритом, миллеритом, в единичных случаях сфалеритом и галенитом. Отмечается наличие апатита и единичные находки циркона.

Метаморфизованные ультраосновные породы проявления варьируют по содержанию главных петрогенных элементов, что отражает вариации в химическом составе исходных пород и влияние на них процессов метаморфизма. Для всех разновидностей ультрамафитов характерны содержания MgO от 24.2 до 28.6% , SiO_2 от 34.12 до 44.76% , Al_2O_3 от 4.40 до 8.46% , TiO_2 от 0.29 до 0.57% , CaO от 1.26 до 9.82% , низкие содержания суммы щелочей от 0.02 до 0.23% . Карбонат-хлорит-тремолит-

тальковые и карбонат-хлорит-тальковые породы выделяются относительно хлорит-тремолитовых повышенным содержанием MgO, пониженными Na₂O, H₂O. Минимальные значения Al₂O₃ и максимальные CO₂ характерны для карбонат-хлорит-тальковых разновидностей, что отражает меньшие содержания хлорита и повышенные карбоната соответственно. Отмечается некоторое понижение содержания FeO+Fe₂O₃ в оталькованных образцах, что отражается в целом в сокращении количества магнетита при увеличении железистости минералов.

Проведенные петрографические, минералого-геохимические и петрохимические исследования пород проявления «Озерки-1» позволили установить следующие особенности процесса формирования залежи талькового камня. Первичными породами являлись высокомагнезиальные вулканиты – коматииты, о чем свидетельствует наличие реликтовых спинифекс и кумулятивных структур и данные химических анализов. В процессе регионального метаморфизма в условиях высокотемпературной зеленосланцевой – низкотемпературной амфиболитовой фации при существенно водном составе флюида они были преобразованы в хлорит-тремолитовые породы. Далее в результате наложенного CO₂-метасоматизма по тремолит-хлоритовым породам развиваются карбонат-хлорит-тремолит-тальковые и карбонат-хлорит-тальковые разновидности. Метасоматические изменения происходят с привнесением Mg, CO₂, выносом Al, Na, H₂O. Железистость минералов возрастает и максимальна в карбонат-хлорит-тальковых породах. Деформации, сопровождавшие образование талькового камня, на завершающей стадии привели к развитию сети разноориентированных карбонатных, тальковых и тальк-карбонатных прожилков.

Литература

1. *Таланцев А.С.* Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. М.: Наука, 1981. 136 с.
2. *Фурман В.Н.* Отчет о результатах поисковых работ на золото, проведенных в южной части Костомукшской зеленокаменной структуры в 1988-2001 гг. Петрозаводск, 2001. Фонды КГЭ.
3. *Barnes S.J.* Chromite in komatiites, II. Modification during greenschist to mid-amphibolite facies metamorphism // *Journal of Petrology*, 2000. V.41. N 3. P.387-409.

А.В.Климовский

klimava@gmail.com, ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

ПОИСКИ ТАЛЬКОВОГО КАМНЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ, ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ КОСТОМУКШСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ

Костомукшская структура расположена в северо-западной части Западно-Карельской структурно-формационной зоны, в 50 км к югу от озера Куйто, и является северо-западным окончанием Гимольско-Костомукшского зеленокаменного пояса. Представлена структура преимущественно вулканитами в «западной полосе» и осадочными породами в восточной дугообразной ветви лопийского возраста, фундаментом для которых являются разгнейсованные тоналиты, плагиограниты и гранодиориты. Костомукшский пояс рассматривается как «совмещенный морфотип лопийских структур», модель строения представляется как результат тектонического совмещения доменов с различными исходными геотектоническими обстановками формирования супракомплексов [3]. Лопийские образования представлены породами нюкозерской, контоксской и гимольской серий. Нюкозерская серия сложена различными гнейсами по метапесчаникам. В составе контоксской серии, представленной вулканогенно-осадочными и вулканогенными метаморфизованными образованиями, выделяются ниemiaрвинская, рувинваарская и шурловаарская свиты. В строении гимольской серии принимают участие метаосадочные породы суккозерской, костомукшской и сурлампинской свит [2].

Исследуемые тела талькового камня приурочены к высокомагнезиальным вулканитам ультраосновного состава рувинваарской свиты контоксской серии, образующим линзовидные тела среди метабазальтов. На участках «Озерки 1» и «Зеленая горка» коматииты метаморфизованы в условиях эпидот-амфиболитовой – амфиболитовой фации [1] и представлены хлорит-тремолитовыми, карбонат-хлорит-тремолит-тальковыми и карбонат-хлорит-тальковыми породами. Промышленный

интерес представляют карбонат-хлорит-талковые и в меньшей степени карбонат-хлорит-тремолит-талковые породы.

В задачу геофизических работ входило выявление и картирование области развития ультрамафитов и выделение зон талькосодеждающих пород.

Необходимость проведения комплексных геофизических изысканий на объектах, перспективных для добычи талькового камня на территории РК, обуславливается практически отсутствующими обнажениями тел данного вида полезного ископаемого. Анализ геологической информации и петрофизические исследования позволяют, задавая более корректные исходные условия, решать обратную задачу геофизики в суженном диапазоне возможных решений и получать более приближенные к реальной геологической обстановке модели разреза.

На данный момент полевые геофизические исследования участка «Озерки 1» и «Зеленая горка» в юго-западной части Костомукшской зеленокаменной структуры включали наземную съемку магнитного поля (сеть 50×5 м со ступением на участке «Озерки 1» до 20×5 м), кажущегося удельного сопротивления (50×10 м со ступением на участке «Озерки» до 20×10 м) и вызванной поляризации (время зарядки 820 мс) на участке «Зеленая горка» (50×10 м), а также пробный георадиолокационный профиль. Из петрофизических исследований образцов первой пробной выборки керна скважин участка «Озерки 1» произведены измерения магнитной восприимчивости (установка Kappabridge KLY-2), плотности (гидростатическое взвешивание), вызванной поляризации и удельного сопротивления. Установка для измерения перечисленных электрических свойств горных пород, выполненная по образцу, описанному В.А.Комаровым [4], включает в себя измерительную ячейку (приспособления, закрепляющие образец и включающие в себя неполяризующиеся электроды из пористой керамики с плоскими поверхностями контакта). Аппаратурная часть установки выполнена на базе портативного комплекса полевой аппаратуры TLT-30, TLR-003. Данное решение позволило получить стабильно повторяющиеся измерения удельного сопротивления и поляризуемости с приемлемой относительной погрешностью (около 5%), при токе через образец 5 мкА и временем зарядки 820 мс. Полевые работы по магниторазведке и электроразведке были выполнены в соответствии с инструкциями с удовлетворением требуемых погрешностей.

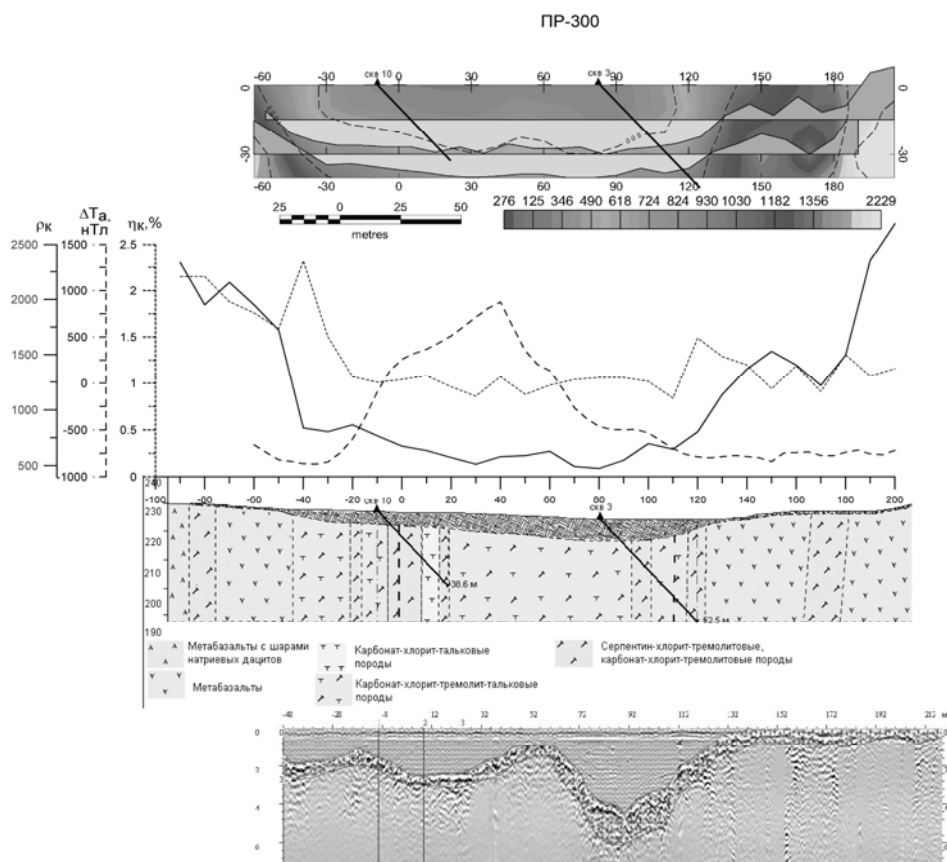


Рис.1. Профиль -300, сверху вниз: графики кажущегося удельного сопротивления на двух глубинных срезах; схема геологического разреза с графиками кажущегося удельного сопротивления, аномального магнитного поля и кажущейся поляризуемости, радарограмма

Переход во вмещающие породы основного состава отмечается различными скачками вызванной поляризуемости и резким ростом кажущего 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.1).

Сложность интерпретации геофизических данных связана с неоднородностью распределения рудных минералов. Помимо магнетита из рудных минералов присутствуют ильменит и сульфиды (пирротин, пентландит и др.). Неоднородность их распределения обусловлена дифференцированностью первичных лавовых потоков, а также вторичными преобразованиями коматиитов, которые привели к неравномерному увеличению содержания магнетита и сульфидов в исследуемой толще пород. Последующие метасоматические преобразования приводят к потере магнетита. Таким образом, в породах участков отмечены вариации содержаний рудных минералов и количественных соотношений. Вариации сложно распределены по площади. Эти факты в свою очередь определяют сложное пространственное поведение полей физических параметров.

Выявление характера зависимости геофизических параметров от минерального состава пород участков являлось целью описываемых исследований. Полученные закономерности послужат основой корректной геологической интерпретации геофизических данных. 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 метаморфизм железисто-кремнистых формации. Карелии. Л., 1991. 176 с.
2. Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения. Петрозаводск, «Карелия», 1981. 143 с.
3. *Кожевников В.Н.* Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск: Карельский научный центр КАН, 2000. 223 с.
4. *Комаров В.А.* Электроразведка методом вызванной поляризации. Л., «Недра», 1972. 344 с.

А.В.Купцова

irbis_313@mail.ru, СПбГУ, С.-Петербург

НИЖНЕРИФЕЙСКИЕ ПЕСЧАНИКИ РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАРКУ И ИХ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

Протоплатформенные образования нижней части рифея Пашско-Ладожского грабена, основанием которого являются породы юго-западной оконечности Балтийского щита, несут на себе следы интенсивных, длительно существовавших эпигенетических процессов. Результатом их влияния является обширная область выщелачивания красноцветных отложений рифея, а также образование пока единственного в этом регионе уранового месторождения типа несогласия Карку со свойственными гидротермально-метасоматическими изменениями.

Целью данного исследования является изучение геохимических характеристик песчаников, их связи с деятельностью флюидов и привнесом рудного вещества.

Результаты

В 2007 году по пяти скважинам нами было опробовано основание рифея Пашского грабена – приозерская свита. Для сравнения несколько образцов было взято из песчаников салминской свиты рифея, отделенной от приозерской толщей потоковых базальтов, исключающих возможность влияния рудоносных растворов.

Песчаники приозерской свиты накапливались в ограниченной разломами рифтовой впадине. Они представлены незрелыми аркозами и аренитами от субаркозовых до кварцевых. Несмотря на значительные гидротермальные изменения, породы сохранили первичный темно-красный цвет и реликты кривой слоистости. Отсутствие отчетливой литологической корреляции между соседними скважинами свидетельствует о том, что осадконакопление происходило за счет действия временных потоков, хотя наличие образцов с высокими содержаниями циркония (более 1000 ppm), иттрия (более 30 ppm) и фосфора (более 0,5%) указывает на обогащение отдельных прослоев устойчивыми минералами тяжелой фракции (циркон, монацит, апатит и др.), что характерно для прибрежно-морских обстановок.

В геохимическом отношении песчаники приозерской свиты в отличие от песчаников салминской свиты больше специализированы на титан и ниобий (элементы минералов тяжелой фракции). В результате воздействия эпигенетических процессов в измененных песчаниках увеличивается роль Fe, Ca, Mg за счет формирования гематита, кальцита и хлоритов, а также Ni, Co, REE и др. Содержание REE сильно варьирует от 10 до 430 ppm и обнаруживает зависимость от степени изменения песчаников (табл.1).

Таблица 1

Среднее содержание редких земель и их рассчитанные отношения в измененных песчаниках приозерской свиты и неизмененных песчаниках салминской свиты

	Приозерская свита			Салминская свита
	<10	10-100	>100	<2
U (ppm)	<10	10-100	>100	<2
∑REE (ppm)	110	154	164	95
La/Lu	13	14	25	20
La/Sm	5	6	9	5
Eu/Eu*	0.93	1.14	0.65	0.70

ПРИМЕЧАНИЕ. Данные автора.

Непосредственно уран ассоциирует с Pb, Ag, Cu, Zn – элементами халькофильной группы. Причем наибольшие значения коэффициентов корреляции для этих элементов отмечаются в рудных интервалах, в измененных интервалах уран теряет связь с халькофилами и проявляет остаточные связи с акцессорными минералами (элементы Zr, Ta, Th, Nb).

Для выяснения степени подвижности урана, а также тория, фосфора, титана, иттрия и циркония в терригенных отложениях приозерской свиты в аналитическом центре ФГУП «ВСЕГЕИ» были выполнены содовые (Na_2CO_3) и кислотные (HCl) вытяжки по методике Б.К. Львова [1]. Предполагается, что 5% Na_2CO_3 переводит в раствор самые неустойчивые соединения шестивалентного урана, которые находятся в адсорбированном виде, а также шестивалентный уран из породообразующих минералов. Раствор HCl, будучи окислителем, выщелачивает как шестивалентный, так и четырехвалентный уран из акцессорных минералов. Для удобства в сравнении мы использовали образцы с содержанием урана меньше 25 ppm.

На основании графика изменения содержания урана при последовательном растворении можно сделать вывод о том, что большая часть урана сосредоточена в акцессорных минералах и незначительная его доля находится в адсорбированном виде (рис.1).

Содержания циркония определенные при последовательном растворении распределены аналогично таковым тория и иттрия. Резкое снижение концентрации происходит только при тройной кислотной вытяжке, указывая на начало разрушения минерала циркона (рис.2).

Содержание титана для многих образцов практически не меняется при возрастании агрессивности среды, что может указывать на присутствие в тяжелой фракции титансодержащих минералов более устойчивых, чем циркон.

Рудный процесс определяет и обеднение песчаников приозерской свиты такими элементами как K, Al. Существование калиевого минимума отчетливо коррелирует с содержанием урана (рис. 3) и связано с процессами гидротермального изменения полевых шпатов.

Формирование продуктов гидротермальных изменений полевых шпатов определяет состав цемента рудных интервалов и интервалов измененных песчаников и способствует увеличению пористости, благоприятной для фильтрации растворов.

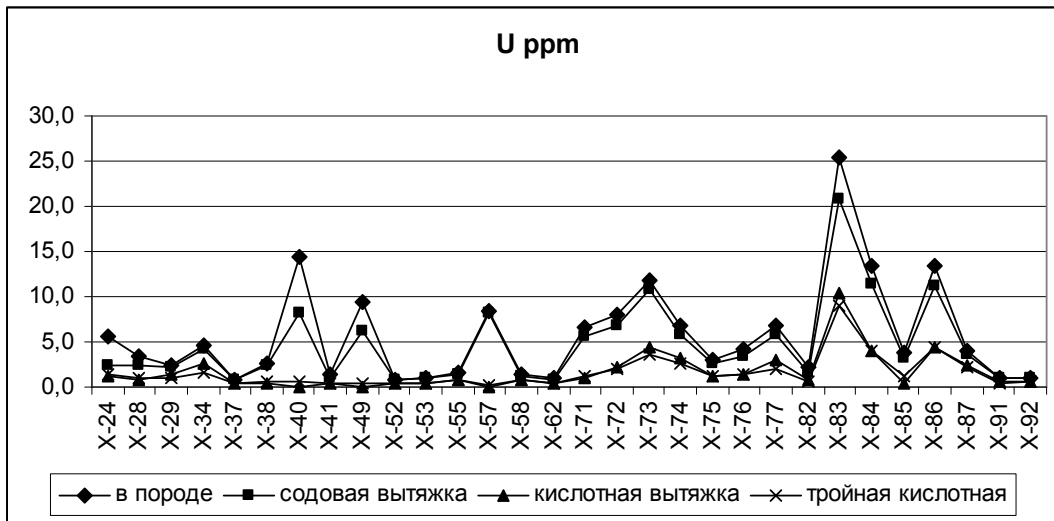


Рис.1. Содержание урана при последовательном растворении

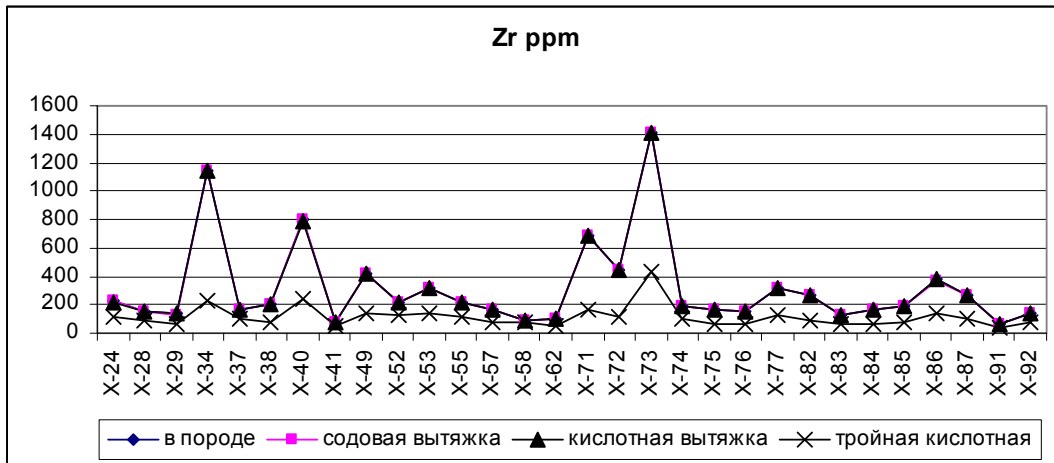


Рис.2. Содержание циркония при последовательном растворении

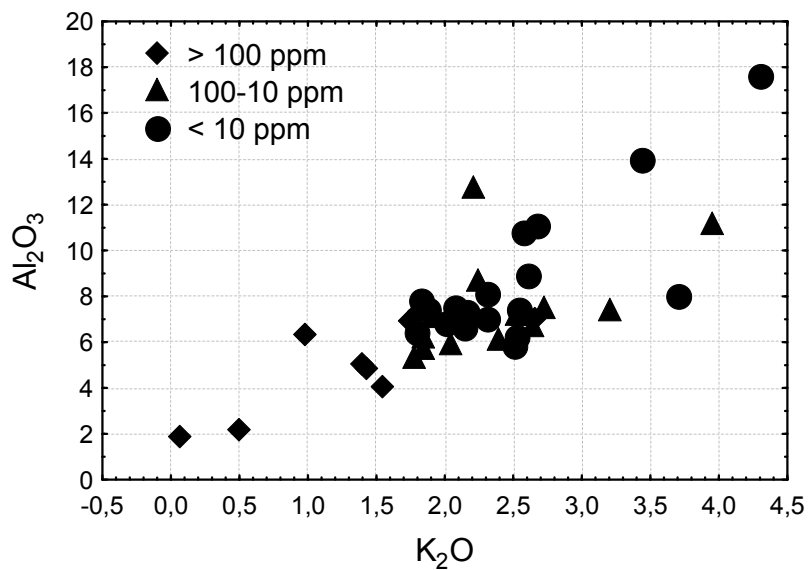


Рис.3. Соотношение K_2O и Al_2O_3 (%) в песчаниках приозерской свиты (значками показано содержание урана в образцах)

Изучение состава цемента песчаников проводилось на 20 представительных образцах песчаников в рентгеновской лаборатории СПбГУ. Всего было идентифицировано четыре фазы глинистых минералов – группа каолинита-диккита, смешаннослойные минералы группы иллита-сметтита, Fe и Fe-Mg хлориты, а также К-ректорит – смешаннослойный минерал с закономерно чередующимися (1:1) слоями диоктаэдрической слюды и диоктаэдрического смектита.

Полученные данные свидетельствуют о тенденциях вытеснения минералами группы каолинита-диккита минералов группы иллита-сметтита при росте содержания урана. Данное обстоятельство может указывать на диагенетическую природу минералов группы иллита-сметтита, замещающихся при формировании рудного вещества минералами группы каолинита-диккита, причем, скорее всего именно диккитом.

Несмотря на то, что процентное соотношение глинистых минералов в пределах каждой группы может варьировать, наблюдается четкая зависимость между увеличением содержания минералов группы каолинита-диккита в рудных скважинах, и преобладанием минералов группы иллита-сметтита в измененных, но безрудных скважинах.

О гидротермальной природе части цемента песчаников свидетельствует и присутствие незначительного количества (до 9%) ректорита – продукта замещения калиевых полевых шпатов при аргиллитизации. Однако области распространения ректорита явно тяготеют к безрудным скважинам с преобладанием иллита-сметтита.

Работа выполнена при поддержке корпорации Cameco (Канада), РФФИ – грант № 08-05-00703, SEG (США) – грант Hugh E. McKinstry Fund.

Литература

1. Львов Б.К. Уран и торий в гранитоидах Кочкарского района (Южный Урал) // Материалы о содержании и распределении радиоактивных элементов в горных породах, Л., ВСЕГЕИ, 1963. С.13-44.

А.С.Марченко, О.Б.Копенок, Д.А.Рубан
ruban-d@mail.ru, ruban-d@rambler.ru, ЮФУ, Ростов-на-Дону

ДИЗОКСИЯ В РАННЕСАРМАТСКОМ БАССЕЙНЕ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА: ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ И ЭВСТАТИЧЕСКИЙ КОНТЕКСТ

Изучение характера седиментации морских бассейнов – важная составляющая их эволюции, а недостаточное содержание кислорода в них является одним из существенных факторов, предопределяющих характер седиментации. Существует несколько классификаций таких обстановок. В частности, среди них выделяются гип-, суб-, диз- и аноксийные [10]. Одним из показателей дефицита кислорода в осадочных последовательностях является присутствие темноокрашенных (темно-серых до черных) глин, иногда с зернами пирита, накопление которых контролировалось глобальными событиями или локальным формированием застойных вод в полностью или частично изолированных бассейнах, в которые поступал обильный органический материал [6].

Присутствие типичных отложений, накапливавшихся в обстановке дизоксии, установлено нами в верхнемиоценовом осадочном комплексе Ростовского свода. Здесь темноокрашенные плотные глины слагают таганрогскую свиту, датируемую ранним сарматом [3,13]. Эти отложения представлены в ряде выходов в обрыве берега Таганрогского залива Азовского моря, где в них обнаружена характерная малакофауна, включая *Tapes vitalianus* Orbigny. Присутствие двустворчатых моллюсков позволяет предположить, что некоторое количество кислорода все-таки было растворено в морской воде. Следовательно, обстановка характеризовалась дизоксией, допускающей наличие некоторого количества кислорода в этой воде [10], а не аноксией. В раннем сармате территория Ростовского свода располагалась на северной периферии Восточного Паратетиса. Последний представлял собой крупный морской бассейн, который отделился от средиземноморских бассейнов в результате скупивания тектонических блоков Альпийского пояса [1,7]. С юга и востока Восточный Паратетис ограничивался многочисленными террейнами, а с запада он отделялся от других паратетических бассейнов сушей Карпат и Балкан. В северном направлении море распространялось на южную часть Русской

платформы, полностью охватывая Предкавказье. Анализ литологических данных по территории бассейна Восточного Паратетиса [4] позволяет установить, что характерные показатели обстановки дизоксии проявляются не только в пределах Ростовского свода, но и на других участках, включая Керченский полуостров. Таким образом, мы полагаем, что резко пониженное содержание кислорода было характерно для всего раннесарматского бассейна Восточного Паратетиса.

Для установления природы раннесарматской дизоксии необходимо, прежде всего, четко определить время ее проявления. К сожалению, до настоящего времени корреляция региональных стратиграфических подразделений, к числу которых относится и нижний сармат, с глобальными ярусами, закрепленными уровнями GSSP (Global Stratotype Section and Point), остается в достаточной степени неопределенной. Невеская Л.А. и др. [2] сопоставляют нижний сармат с непродолжительным временным интервалом среднего-верхнего серравалия. Нами предлагается несколько отличная корреляция региональных и хроностратиграфических подразделений, основанная на сопоставлении абсолютного возраста их границ. Согласно Чумакову И.С. и др. [5], нижняя граница нижнего сармата датируется 14.0 млн лет, а верхняя – 12.4 млн лет. Это соответствует самым верхам лангского и нижней-средней части серравальского глобальных ярусов, рекомендуемых Международной комиссией по стратиграфии [9]. Граница этих ярусов датируется отметкой 13.82 млн лет. Исходя из абсолютной длительности лангского (15.97-13.82 млн лет) и серравальского (13.82-11.608 млн лет) веков можно принять, что дизоксия в бассейне Восточного Паратетиса проявилась в конце лангия-среднего серравалия (14.0-12.5 млн лет).

Хроностратиграфическая интерпретация, представленная выше, позволяет сопоставить время проявления дизоксии в бассейне Восточного Паратетиса с эвстатическими флуктуациями, выверенными относительно глобальной шкалы. Сообщение рассматриваемого бассейна с Мировым океаном, хотя и ограниченное, осуществлявшееся через проливы [1], одновременно с отсутствием значительной тектонической активности в рассматриваемом регионе (южная окраина Русской платформы была достаточно пассивной, а орогенция на Кавказе еще не началась) позволяет предполагать, что глобальные колебания уровня моря оказывали значительное влияние на региональные изменения уровня моря. Несмотря на некоторое различие двух существующих в настоящее время альтернативных эвстатических кривых [8, 11], обе указывают на значительное падение уровня моря с конца лангия. Это было связано с ростом ледников в Восточной Антарктике [14]. Одна из кривых [8] также указывает на существенное падение уровня моря во второй половине раннего-среднего серравалия, временно усилившее отмеченную выше тенденцию. Таким образом, дизоксия в бассейне Восточного Паратетиса проявлялась на фоне глобального эвстатического минимума.

Как уже говорилось выше, дефицит кислорода возникает в застойных водах изолированных бассейнов [6]. Можно предполагать, что в результате глобального падения уровня моря связь бассейна Восточного Паратетиса с Мировым океаном могла заметно снизиться или вообще прекратиться. Даже если она и поддерживалась, то осуществлялась через относительно мелководные проливы. Это подтверждается данными работы [1]. Таким образом, водная масса в достаточно глубоководном бассейне Восточного Паратетиса оказалась изолированной. Более того, сам морской бассейн мог подвергнуться фрагментации, т.к. он представлял, по сути, несколько отдельных суббассейнов, водообмен между которыми мог замедлиться в условиях общей регрессии. Связанные со всем этим застойные явления, безусловно, благоприятствовали развитию слабокислородной или даже почти бескислородной среды, т.е. дизоксии.

Таким образом, рассмотрение дизоксии в раннесарматском бассейне Восточного Паратетиса в хроностратиграфическом и эвстатическом контексте позволяет объяснить этот региональный феномен влиянием глобальных климатических процессов (интенсификация оледенения в Южном полушарии), вызвавших падение уровня моря.

Литература

1. Невеская Л.А. и др. История Паратетиса // Палеоокеанология. Доклады МГК. Наука. 1984. С.91-101.
2. Невеская Л.А. и др. Региональная стратиграфическая схема неогена юга Европейской части России // Отечественная геология. № 4. 2005. С.47-59.
3. Рубан Д.А. Литостратиграфия верхнемиоценовых отложений Ростовского свода // Научная мысль Кавказа, приложение. № 14. 2002. С.133-136.
4. Стратиграфия СССР. Неогеновая система, Полутом 1. Недра. 1986. 420 с.

5. Чумаков И.С., Бызова С.И., Ганзей С.С. Геохронология и корреляция позднего кайнозоя Паратетиса. Наука. 1992. 95 с.
6. Эфендиева М.А., Рубан Д.А. Аноксии, дизоксии и эксинии в мезо-кайнозойских бассейнах Кавказа // Азербайджанское нефтяное хозяйство. № 8. 2005. С. 7-11.
7. Golonka J. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic // Tectonophysics. V.381. 2004. P.235-273.
8. Haq B.U. Al-Qahtani A.M. Phanerozoic cycles of sea-level change on the Arabian Platform // GeoArabia. V.10. 2005. P.127-160.
9. International Stratigraphic Chart. ICS. 2006.
10. Jorissen F.J., Fontanier C., Thomas E. Paleooceanographical Proxies Based on Deep-Sea Benthic Foraminiferal Assemblage Characteristics // Developments in Marine Geology, V.1. Elsevier. 2007. P.263-325.
11. Miller K.G. et al. The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change // Science. V.310. 2005. P.1293-1298.
12. Murray J.W. Ecology and Applications of Benthic Foraminifera. Cambridge University Press. 2006. 426 p.
13. Ruban D.A. The Upper Miocene of the Rostov Dome (Eastern Paratethys): Implication of the chronostratigraphy and bivalvia-based biostratigraphy // Geoloski anali Balkanskoga poluoostrova. V.66. 2005. P.9-15.
14. Zachos J. et al. Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present // Science. V.292. 2001. P.686-693.

А.В.Матреничев¹, В.А.Матреничев¹, Т.В.Каулина²

¹matrenichev@gmail.com, ИГГД РАН, С.-Петербург; ²ГИ КНЦ РАН, Апатиты

ГЕОЛОГИЯ И ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ВУЛКАНИТОВ ХЕДОЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ

В настоящее время геохронологическая изученность лопийских стратифицированных образований Западной Карелии характеризуется резким дисбалансом. Встречающиеся здесь лопийские образования подразделяют на две серии – контокскую, которая сложена существенно вулканогенно-осадочными образованиями, и гимольскую, образованную преимущественно терригенно – осадочными породами. Для вулканогенно - осадочных пород контокской серии имеется значительное количество определений изотопного возраста. Здесь известны коматииты и базальты с возрастом 2843 ± 39 млн лет [6], и кислые вулканыты, с возрастом 2795 ± 29 млн лет [6]. В то же время, в супракрустальных образованиях гимольской серии резко подчиненное количество вулканидов затрудняет применение изотопных методов определения возраста.

Традиционно, на основании геологических взаимоотношений и стратиграфических исследований, возраст пород гимольской серии определялся как более молодой относительно пород контокской серии [5]. Впоследствии, на основании исследований изотопной Sm-Nd системы, появились представления об обратных возрастных взаимоотношениях пород гимольской и контокской серий [6]. В то же время, известны определения изотопного возраста для вулканидов, встречающихся среди осадков гимольской серии – это риолиты межозерской свиты 2730 ± 5 млн лет (U-Pb, циркон [4]) и прослои «порфириидов» из кадиоозерской свиты 2749 ± 5 млн лет (U-Pb, циркон [1]). Эти результаты, в первую очередь, свидетельствуют о более молодом возрасте пород гимольской серии, и подтверждают возрастные взаимоотношения пород контокской и гимольской серии, основанные на геологических исследованиях. В то же время, эти датировки противоречат друг другу. Согласно корреляционной стратиграфической схеме, риолиты межозерской свиты перекрываются отложениями кадиоозерской свиты. Приводимые выше значения изотопного возраста не перекрываются в пределах ошибки и должны свидетельствовать об обратных взаимоотношениях стратиграфических подразделений, выделяемых в составе гимольской серии.

В настоящей работе приведены новые данные о длительности лопийской вулканической деятельности в Большезерско-Хедозерско структуре. Целью работы являлось уточнение возраста вулканитов межозерской свиты, а Большезерско-Хедозерская структура была выбрана, как наиболее изученная.

Большезерско-Хедозерская структура протягивается в субмеридиональном направлении на 25 км между озёрами Большое на севере и Хедо на юге. Здесь выделяется комплекс основания, представленный мигматитами и гнейсо-гранодиоритами, трог, выполненный вулканогенно-терригенными образованиями гимольской серии лопия, и мульда, сложенная преимущественно вулканогенными образованиями сумий - сариолийского структурного яруса, которая несогласно перекрывает лопийский трог и комплекс основания. Большезерско-Хедозерский трог в структурном отношении представляет собою узкую, сжатую, местами изоклиналиную синклиналь с шарниром, полого погружающимся на север [2].

Участок детальных работ находится на юге Большезерско-Хедозерской структуры (рис.1). Здесь супракрустальные образования гимольской серии залегают непосредственно на гранито-гнейсах фундамента. Разрез лопийских супракрустальных образований объединённых в гимольскую серию на юге Большезерско-Хедозерской структуры, начинается с гранат-биотитовых, иногда со ставролитом, лейкократовых гнейсов, отвечающих по химизму песчаникам [3]. Выше они сменяются ритмично и тонкослоистыми гранат - биотитовыми гнейсами и сланцами. В некоторых обнажениях можно наблюдать отчетливую градационную слоистость. Многократные переходы говорят о том, что это ритмичность типа флишевой.

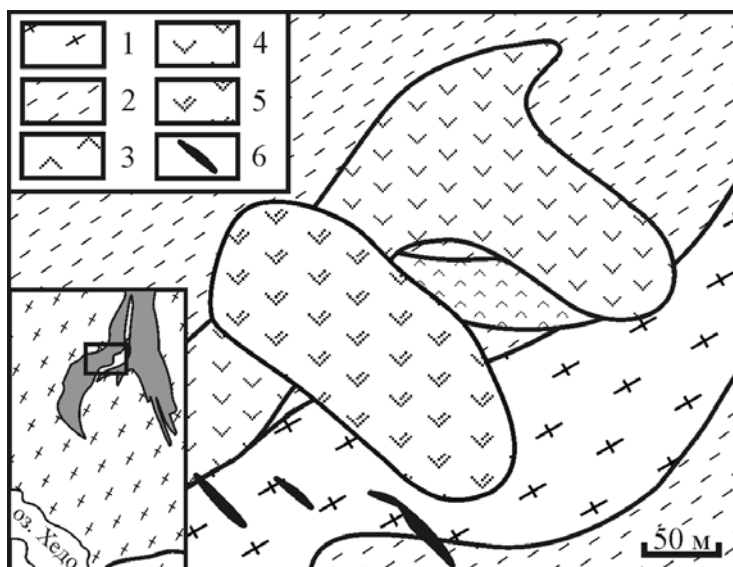


Рис.1. Схема геологического строения детального участка:

1 - гранито-гнейсы; 2 - флиши; 3 - андезибазальты; 4 - андезиты; 5 - риолиты; 6 - дайки микроклин-порфиров

Вышележащие породы представлены однородными мелкозернистыми биотит-амфибол-плагиоклазовыми сланцами, по химизму отвечающими метаандезитам. Эти породы резко сменяются метаморфизованными кислыми эффузивами межозерской свиты. В пределах детального участка эти вулканиты слагают телескопированный вулканический нект. Наиболее ранние вулканиты представлены андезибазальтами, которые прорывают гранито-гнейсы фундамента и терригенно-осадочные породы (рис.1). Второй этап вулканизма проявился внедрением андезитов, сейчас метаморфизованных до амфиболовых сланцев. Вулканиты второго этапа наиболее широко распространены на юге Большезерско-Хедозерской структуры. Наиболее поздний этап вулканизма проявился образованием высококальциевых риолитов, с которыми ассоциируют дайки микроклин-порфиров. По составу высококальциевые риолиты аналогичны вулканитам, для которых был определен возраст 2730 ± 5 млн лет [4]. Поэтому, для определения возраста и длительности вулканизма в этой структуре, в работе был использован аксессуарный циркон выделенный из мелкопорфировых андезитов. Андезиты представляют собой породу серого цвета, слабо рассланцованную, массивную, которая включает большое количество порфировых вкрапленников плагиоклаза размером до 1-2 мм. Они характеризуются содержанием SiO_2 в пределах от 58 до 64%; $\text{TiO}_2 = 0.02-0.35\%$; вариации MgO находятся в пределах от 1.5 до 3.3%; $\text{Fe}_2\text{O}_3 = 5-7\%$; $\text{Na}_2\text{O} = 3-5\%$,

$K_2O=2-3\%$. Оптическое изучение акцессорных цирконов выявило, наличие единственного морфологического типа. Преобладают среднепризматические кристаллы идиоморфного габитуса. Для них характерно наличие осцилляторной зональности, вероятно магматического происхождения. Для части кристаллов наблюдаются следы растворения на гранях пирамиды. Также встречаются кристаллы, включающие темные не зональные ядра.

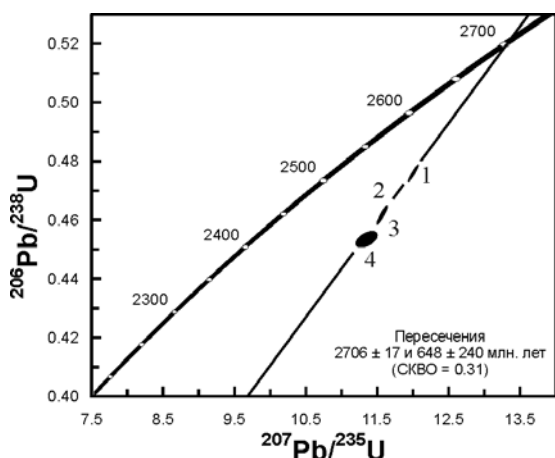


Рис.2. Диаграмма с конкордией для цирконов из андезитов Хедозерской структуры (данные автора)

Для определения возраста было отобрано 4 фракции циркона без следов растворения и протоядер, одна из них была подвергнута аэробразии. По результатам измерений параметров U - Pb изотопной системы была рассчитана изохрона, которая пересекается с конкордией в двух точках, со значениями возраста 2706 ± 17 млн лет и 648 ± 240 млн лет, СКВО=0.31 (рис.2, табл.1). Первое значение возраста отвечает времени кристаллизации циркона из магматического расплава, а второе, вероятно, не имеет геологического значения. Следовательно, возраст андезитов второй стадии вулканизма составляет 2706 ± 17 млн лет. В то же время, возраст высококальциевых риолитов, которые прорывают эти андезиты, определен как 2730 ± 5 млн лет. Таким образом, для вулканитов, встречающихся в гимольской серии в настоящее время имеется три определения возраста: 2706 ± 17 , 2730 ± 5 , 2749 ± 5 млн лет.

Эти данные свидетельствуют о том, что породы гимольской серии моложе контоксской.

Длительность накопления изотопных возрастов пород гимольской серии составляет не менее 2749-2706 млн лет. Известные определения возраста пород гимольской серии находятся в противоречивых соотношениях друг с другом, что требует дальнейшего изучения.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 05 07 00570.

Таблица 1

U-Pb изотопные данные для цирконов из андезитов Хедозерской структуры (проба № 20101)

№	Навеска мг	Содержания, ppm		Изотопный состав Pb			Испр. отношения*		Возраст, млн лет
		Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	
1	5.7	145.8	256.1	1106	5.1683	5.6575	11.9962	0.4763	2677 ± 1
2	3.3	138.2	261.3	3167	5.4034	7.1506	11.5687	0.4625	2666 ± 1
3	3.3	137.1	260.3	3099	5.3981	7.3404	11.5507	0.4615	2667 ± 1
4	2.4	147.8	278.5	1248	5.1548	6.577	11.3356	0.4536	2664 ± 18

Литература

1. Левченко и др. Новые данные о возрасте вулканитов лопия Карелии // Материалы III всероссийского совещания «Общие вопросы расчленения докембрия». Апатиты, 2000. С.143-145.
2. Миллер Ю.В. Структура архейских зеленокаменных поясов. Л., 1988. 143 с.
3. Милькевич Р.И., Мыскова Т.А. Позднеархейские метатерригенные породы западной Карелии (литология, геохимия, источники сноса) // Литология и полезные ископаемые. 1998. № 2. С.177-194.
4. Самсонов А.В. и др. процессы формирования раннедокембрийской коры северо-запада Карелии, Балтийский щит: результаты геологических, петрологических и глубинных сейсмических (профиль 4В) исследований // Глубинное строение и эволюция земной коры восточной части Фенноскандинавского щита: профиль Кемь-Калевала. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2001. С.109-143.
5. Чернов В.М., Стенарь М.М. Стратиграфия карельских образований западной Карелии. Сб. материалов по геологии Карелии. Труды Карельского филиала АН СССР, вып. XXVI, 1960.
6. Puchtel I.S. et al. Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: A case study from the Kostamuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V.155. P.57-74.

РАДИОЭКРАНИРУЮЩИЕ ШУНГИТО-НАПОЛНЕННЫЕ КОМПОЗИТНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Шунгитовые породы образуют большую и разнородную группу углеродсодержащих вулканогенно-осадочных и осадочных докембрийских пород Карелии. Характерной особенностью шунгитового углерода является его структура, в основе которой лежит глобула - полое многослойное образование с размерами до 10 нм, имеющее характерные особенности гигантских фуллеренов и представляющее собой совокупность поры и охватывающих ее изогнутых углеродных слоев [1,4]. Как фуллереноподобный углерод шунгит может обладать рядом уникальных физико-химических свойств, как присущих фуллеренам, так и связанных с наличием нанометровой пористости. Одним из направлений применения шунгитовых пород является использование их в качестве активного наполнителя композиционных радиоэкранирующих материалов для создания конструкционных материалов и реконструкции обычных помещений с целью защиты от вредного воздействия электромагнитных излучений на биологические структуры [2, 3]. При применении любого минерального сырья необходим поиск наиболее эффективного направления его использования. В частности для шунгитовых пород одним из таких направлений является модификация, улучшающая их эксплуатационные свойства. Целью наших исследований было установить, как изменятся экранирующие свойства композитных материалов при использовании модифицированного шунгитового наполнителя.

Методика эксперимента

Для эксперимента было выбрано два вида порошка шунгита: первый – исходный, второй – специально подготовленный (модифицированный). В основной состав первого входят углерод, кварц, слюда, пирит. В состав второго, наряду с углеродом, добавлено значительное количество карбида кремния и силицида железа.

Измерение эффективности экранирования порошков шунгитовой породы осуществлялось коаксиальным методом электромагнитного спектрального анализа в диапазоне частот от 100 кГц до 1 ГГц (приборы SMV11 и SMV8.5) (рис.1). Эффективность экранирования композитных материалов определялась по методу, основанному на измерении коэффициента взаимной индукции между плоскими катушками, используемыми в качестве приемного и передающего излучателей (рис.2).

Результаты и обсуждение

По результатам исследования экранирующей способности шунгитовых порошков выяснилось, что у модифицированного образца эффективность экранирования намного выше, чем у исходного (рис.3). При этом для модифицированного шунгита, в отличие от исходного, значительный рост эффективности экранирования от частоты происходит уже при 100 МГц, что обеспечивает более высокую экранирующую способность материала на высоких частотах.

Для изготовления композиционных материалов в качестве связующего был выбран водный раствор поливинилацетата (ПВА), который является одним из наиболее доступных и удобных в применении строительных клеев, используемый в качестве компонента рецептур шпатлевок, грунтовок, бетонных смесей на водной основе. С применением выше упомянутых порошков шунгита были созданы композиты и измерена их эффективность экранирования. Образцы готовились при одинаковых условиях и с одинаковым процентным (50%) содержанием связующего вещества. Следует отметить, что в процессе изготовления первого образца в результате усадки появилось множество трещин на поверхности материала (рис.4а). На поверхности второго образца (рис.4б) такая картина не наблюдалась, что является положительной характеристикой для изготовления композитных материалов.

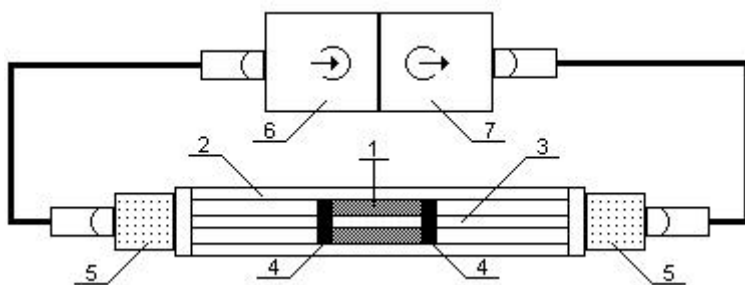


Рис.1. Схема установки для измерения эффективности экранирования порошковых материалов (1 - шунгитовый порошок, 2 - внешний коаксиал, 3 - стержень (внутренний коаксиал), 4 - диэлектрические шайбы, 5 - аттенюаторы, 6 - приемник, 7 - генератор)

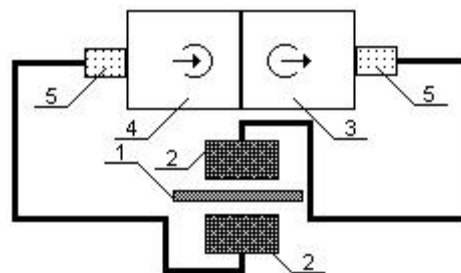


Рис.2. Схема установки для измерения эффективности экранирования тонких плоских материалов (1 - образец, 2 - катушки индуктивности, 3 - генератор, 4 - приемник, 5 - аттенюаторы)

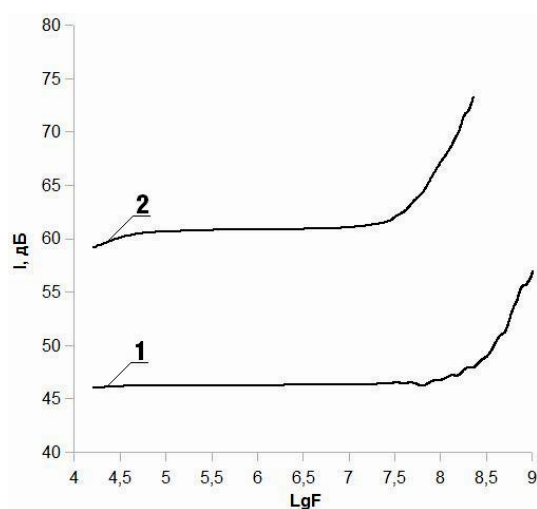


Рис.3. Зависимость эффективности экранирования от частоты для шунгитовых порошков 1 – исходный, 2 – модифицированный



а



б

Рис.4. Изображение поверхности композитных материалов а – образец, изготовленный с использованием исходного шунгитового наполнителя, б – образец, изготовленный с использованием модифицированного шунгитового наполнителя

Был проведен электронномикроскопический анализ изготовленных композитов. При сравнении полученных снимков выявлено наличие большого количества шарообразных включений в образце с модифицированным наполнителем (рис.5б). Анализ спектра показал, что более крупные шары кроме углерода, кремния и кислорода, содержат алюминий и магний, а шары поменьше – железо. Частицы, наблюдаемые на снимке образца с исходным шунгитом (рис.5а), содержат в основном углерод, кремний, кислород, алюминий и магний.

Сравнение данных по эффективности экранирования полученных композитных материалов показало, что для образца с модифицированным наполнителем характерны более высокие значения эффективности экранирования, особенно в области выше 100 МГц (рис.6). Таким образом, можно отметить, что предварительная обработка шунгитовых порошков улучшает как технологические, так и радиоэкранирующие свойства шунгито-наполненных композитов.

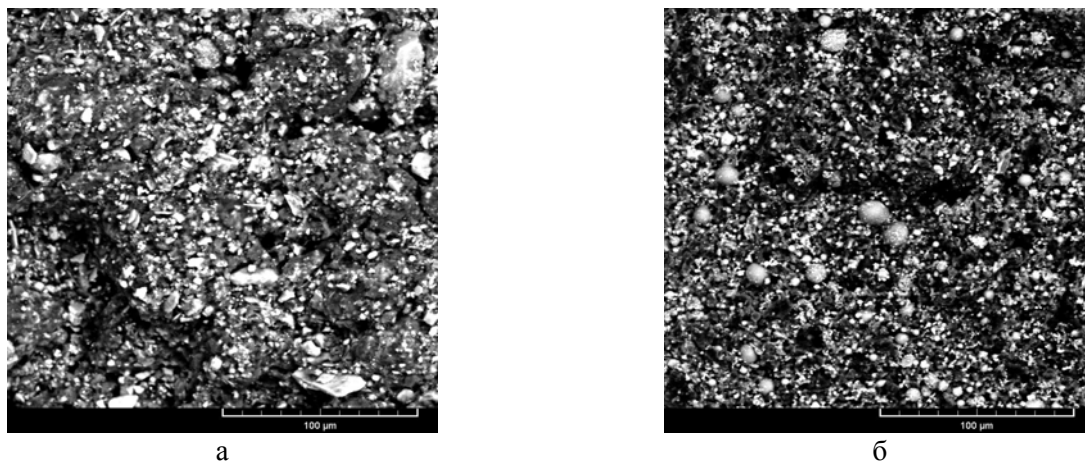


Рис.5. Снимки, полученные при помощи электронного микроскопа TESCAN
 а – образец, изготовленный с использованием исходного шунгитового наполнителя,
 б – образец, изготовленный с использованием модифицированного шунгитового наполнителя

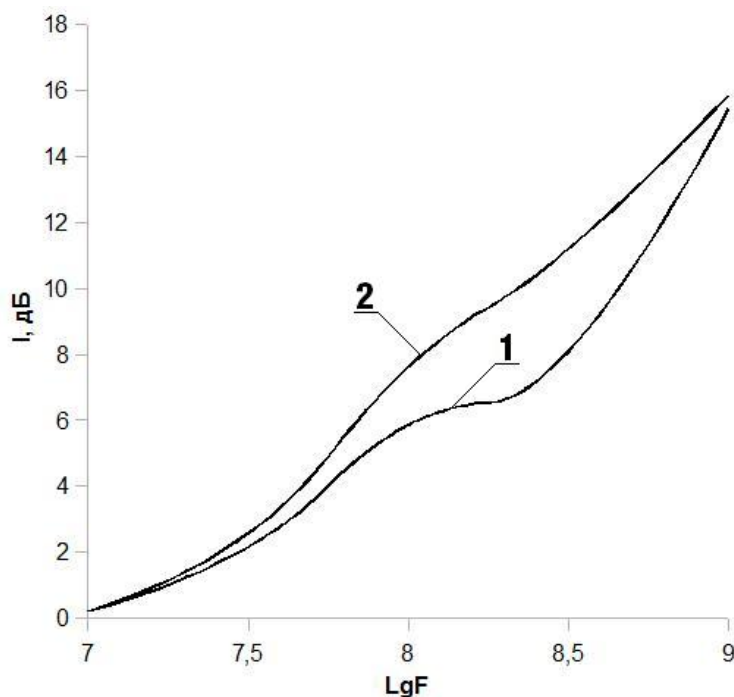


Рис.6. Зависимость эффективности экранирования от частоты для композитных материалов с различными шунгитовыми наполнителями
 1 – с исходным, 2 – с модифицированным.

Литература

1. Ковалевский В.В. Структура шунгитового углерода // Журн. неорган. химии 1994. Т.39. № 1. С.31-35.
2. Мошников И.А., Ковалевский В.В., Лазарева Т.Н., Петров А.В. Использование шунгитовых пород в создании радиоэкранирующих композитных материалов // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерогенез Северо-Запада России. Петрозаводск, КарНЦ РАН. 2007. С.272-274.
3. Соловов В.К. Радиоэкранирующие свойства композитных материалов на основе шунгитовых пород и сооружений и этих материалов, дисс. канд. тех. наук. Петрозаводск. 1990. 155с.
4. Юшкин Н.П. Глобулярная надмолекулярная структура шунгита: данные растровой туннельной микроскопии // ДАН 1994. Т.337, № 6. С.800-803.

К.С.Нейман

ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ХАРБЕЙСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Верхнедокембрийские образования Харбейского антиклинория, объединяемые в няровейский комплекс Полярного Урала, представляют собой слабометаморфизованные породы в обрамлении марункеусского эклогит-амфиболитового и расположенного от него к югу харбейского гнейсо-мигматитового метаморфических комплексов.

Наши исследования показали, что в няровейском комплексе широкое развитие получили процессы структурно-вещественного преобразования пород, обусловленные эволюцией уралид, в частности развитием надвигов, носивших низкотемпературный характер. Результаты исследования структурных элементов в породах няровейского комплекса позволяют выделить здесь как минимум три этапа деформации. К наиболее позднему этапу деформации относятся складки и плоскостные структуры, связанные с надвигами. Более ранние структурные элементы в монотонных разрезах, выполненных однотипными породами, встречаются в виде реликтов. В разрезах, сложенных контрастными по составу породами, в особенности в разрезах, включающих жилы и дайки гранитов, картируются асимметричные складки с крутыми падениями осевых поверхностей и круто погружающимися шарнирами. Им предшествуют складки средней и сильной степени сжатости с полого погружающимися шарнирами. Ранние структурные элементы, как в западной, так и в восточной полосах развития няровейского комплекса, имеют северо-западную ориентировку (300-340°).

Рассматриваемый комплекс имеет весьма пестрый литологический состав, вследствие чего в его пределах различными исследователями выделяется несколько самостоятельных стратиграфических подразделений.

Наиболее распространенными среди пород няровейского комплекса являются кварц-сланцевые сланцы и кварциты, в меньшем количестве встречаются также графитовые и глинистые сланцы, отмечаются тела метадиабазов.

По мнению В.И.Ленных [1], узкая (2-4 км) полоса пород, которая обрамляет марункеуский комплекс с востока, по составу отличается от других разрезов няровейского комплекса. Здесь наряду с графитистыми кварцитами, слюдяными сланцами и гнейсами гранитоидного состава встречаются линзы гипербазитов и глаукофановых эклогитов. Мы считаем эти породы чужеродными и предполагаем, что их появление в восточных разрезах няровейского комплекса связано с процессами формирования палеозойских надвигов [3].

Проведенные нами исследования, направленные на выявление первичного состава пород показали, что первоначальным субстратом для сланцев были глинистые породы, для парагнейсов – кварциты, аркозы и песчаники. Часть сланцев, вероятно, имеет первично магматическое происхождение, либо магматический материал был основой для осадочных пород, которые не претерпели химического выветривания. Идентичны по составу пелитовым осадкам в основном хлорит-мусковит-кварцевые сланцы, тогда как в сланцах с большим содержанием хлорита

наблюдается сходство по составу с эффузивами основного ряда. Метадиабазы являются продуктами преобразования основных магматических пород [2].

Породы няровейского комплекса были метаморфизованы преимущественно в условиях мусковит-хлоритовой, хлорит-биотитовой и актинолит-эпидот-биотитовой субфаций фации зеленых сланцев. Повышение уровня метаморфизма проявляется на локальных участках и, возможно, связано с внедрением интрузивных тел. На этих участках наблюдается появление более высокотемпературных минеральных парагенезисов, тогда как на контакте няровейского комплекса с глубокометаморфизованными породами харбейской серии наблюдается появление минеральных парагенезисов, отвечающих более высоким давлениям. В целом метаморфизм отвечает условиям температуры 400-450° и давлений 3-5 кбар.

Литература

1. *Ленных В.И.* Доуралиды зоны сочленения Восточно-Европейской платформы и Урала // *Метаморфизм и тектоника западных зон Урала*. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. С.21-42.
2. *Нейман К.С.* Восстановление первичной природы пород няровейской серии (Полярный Урал) по химическим данным // *Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы XIV научной конференции*, Сыктывкар, 2005. С.95-98.
3. Структура докембрийских образований хр. Марун-Кеу (Полярный Урал) // *А.М.Пыстин, А.В.Панфилов, А.Н.Вишивцев, К.С.Нейман, И.Л.Потапов*. Вестник Института геологии, № 10, 2007 г. С.2-5.

Н.С.Нестерова

natalky@rambler.ru, ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

СФЕНЫ БЕЛОМОРСКОЙ И КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИЙ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА: ВАРИАЦИИ СОСТАВА И ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ

Беломорская и Карельская провинции (БП и КП) входят в состав Фенноскандинавского щита и сложены преимущественно архейскими образованиями [5]. В палеопротерозое (2.0-1.8 млрд лет) БП находился под влиянием Лапландско-Кольского орогена [1], который не затронул КП. И вероятно, именно в это время произошла эксгумация пород неоархейского орогена. Для уточнения этого вопроса необходимо оценить возраст эксгумации пород. Для этого может быть использован сфен, благодаря тому, что он полностью меняет свою изотопную систему при достижении температуры, выше температуры закрытия изотопной системы [2].

Для сфена (титанита) $\text{CaTi}[\text{SiO}_4](\text{O}, \text{OH}, \text{F})$ характерен широкий спектр изоморфных замещений. Благодаря изоморфному вхождению урана в кристаллическую решетку сфена его можно использовать в качестве геохронометра. Помимо этого кальций может частично замещаться стронцием, барием, РЗЭ и торием, причем более высокая валентность последнего уравнивается вхождением трехвалентного железа и алюминия в позиции титана [4]. Экспериментальное изучение параметров диффузии свинца в сфенах различного размера зерна позволило Д.Дж.Черняку (1993) определить температуру закрытия изотопной U-Pb-системы сфенов радиусом в 300 мкм при скорости остывания в 2°С/млн лет. Она оценивается в ~700°С, и эта температура принимается в качестве температуры закрытия изотопной U-Pb-системы в сфенах. Однако в пределах БП и КП температура метаморфизма, как правило, не превышала 500-600°С [3], а «перезапуск» изотопной системы сфенов происходил [2], это означает, что экспериментальные данные о температуре закрытия сфена требуют уточнения. Возможно, это расхождение в температуре закрытия сфена связано с тем, что Д.Дж.Черняк в своих экспериментах не учитывал роль флюида в процессе перестройки изотопной системы сфена.

Вероятно изотопный возраст сфена «обнулится» и начнется новый отсчет времени, если после кристаллизации произойдет повышение температуры свыше 700 (500)°С. Таким образом, сфен фиксирует либо возраст понижения температуры геологического тела ниже данной отметки [2], либо возраст вывода его из области высоких температур в область с температурой ниже температуры закрытия системы сфена.

На примере изотопных датировок сфенов (55 датировок [2] и 9 датировок [6]), из пород КП и центральной и южной частей БП, автором было показано, что большинство сфенов в пределах БП имеют палеопротерозойский возраст, а сфены КП – архейский. Исключение составляет одна проба. Она отобрана из пород БП, но, в отличие от остальных сфенов из этого района, ее возраст по верхнему пересечению с конкордией - архейский [6]. Для того чтобы понять, с чем это связано эта проба была более подробно изучена путем сравнения ее со сфенами, выделенными из пород КП и БП. Для этого на микрозонде (TESCAN микроанализатор INCA Energy 350 на базе электронного сканирующего микроскопа VEGA LSH) (ИГ КарНЦ РАН) были изучены составы трех проб сфенов. Из тоналитов района пос. Золотец (КП) была отобрана проба Э-2780-1. Сфены из этой пробы имеют архейский возраст (2854 ± 6.3). Сфены протерозойского возраста (1895.3 ± 8.1) представлены пробой ЭСБ-35/1. Проба была отобрана из тоналитогнейсов в районе р.Кузрека, БП. Сфены из пробы Э-Шу-32/1 из слабо мигматизированных гранитогнейсов (тоналитов), отобранных из пород БП (в пограничной зоне БП и КП) (район оз.Шуя) отличаются от других тем, что в них наблюдаются реликты архейского возраста (2636.3 ± 1.4 млн лет) [6].

Сфены из проб были разделены по цвету. Проба Э-Шу-32/1 – на темно-коричневую, медовую и бесцветную разновидности; ЭСБ-35/1 – на светло-желтую и бесцветную, а проба Э-2780-1 представлена серо-желтыми немного «мутными» сфенами. Из каждой разновидности было отобрано по 5-10 зерен наиболее однотонных и прозрачных. Каждое зерно исследовалось по отдельности, состав определялся в центре, средней части и в краевых частях зерна (всего 3-6 анализов для каждого зерна).

По результатам анализов были построены диаграммы, на которые нанесены фигуративные точки, отражающие состав сфенов разного возраста (рис.1). На графиках можно заметить некоторые закономерности, например, на одном из них, показывающем содержание железа, точки образуют отдельные поля для всех трех проб. На других, отражающих содержания кремния, титана, алюминия и кальция, видно, что фигуративные точки для проб ЭСБ-35/1 и Э-2780-1 также образуют четкие поля, иначе говоря, сфены из этих проб обладают достаточно гомогенным составом; в то время как сфены из пробы Э-Шу-32/1 (из пограничной области между провинциями) более гетерогенны, это может быть связано с тем, что изотопная система сфенов из пробы Э-Шу-32/1 не успела полностью перестроиться. Возможно, это произошло потому, что вблизи границы БП и КП либо термальная переработка была недостаточно интенсивной, либо скорость эксгумация пород была слишком быстрой.

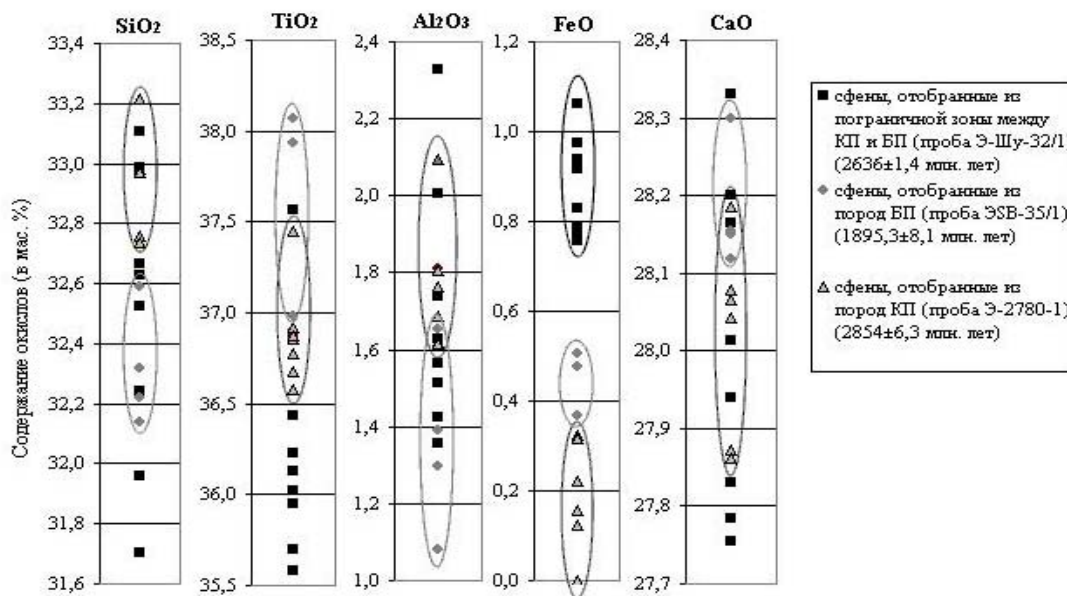


Рис.1. Содержание окислов в сфенах разного возраста (данные автора)

Помимо этого была сделана попытка проследить вариации химического состава внутри зерен сфена из разных проб. Для анализа из каждой пробы было отобрано несколько зерен (8 для Э-Шу-32-1, 6 для Э-2780-1 и 2 для ЭСБ-35/1). По результатам анализов были построены графики, отражающие зональность сфенов. В зернах сфена из проб Э-2780-1 (рис.2) и Э-Шу-32/1 (рис.3) наблюдается следующая зональность: существует тенденция к повышенному содержанию железа, а также пониженному

содержанию кремния в центре зерна по сравнению с краевыми частями. Кроме того, в пробе Э-2780-1 наблюдается зональность по титану (с повышенным содержанием этого элемента в центре зерна). По кальцию и алюминию в обеих пробах определенные тенденции не выявлены. Таким образом, можно отметить, что сфен имеет зональное строение, с более высокой концентрацией железа и титана в центре зерна. Для пробы ЭСБ-35/1 однозначной закономерности химического состава выявить не удалось.

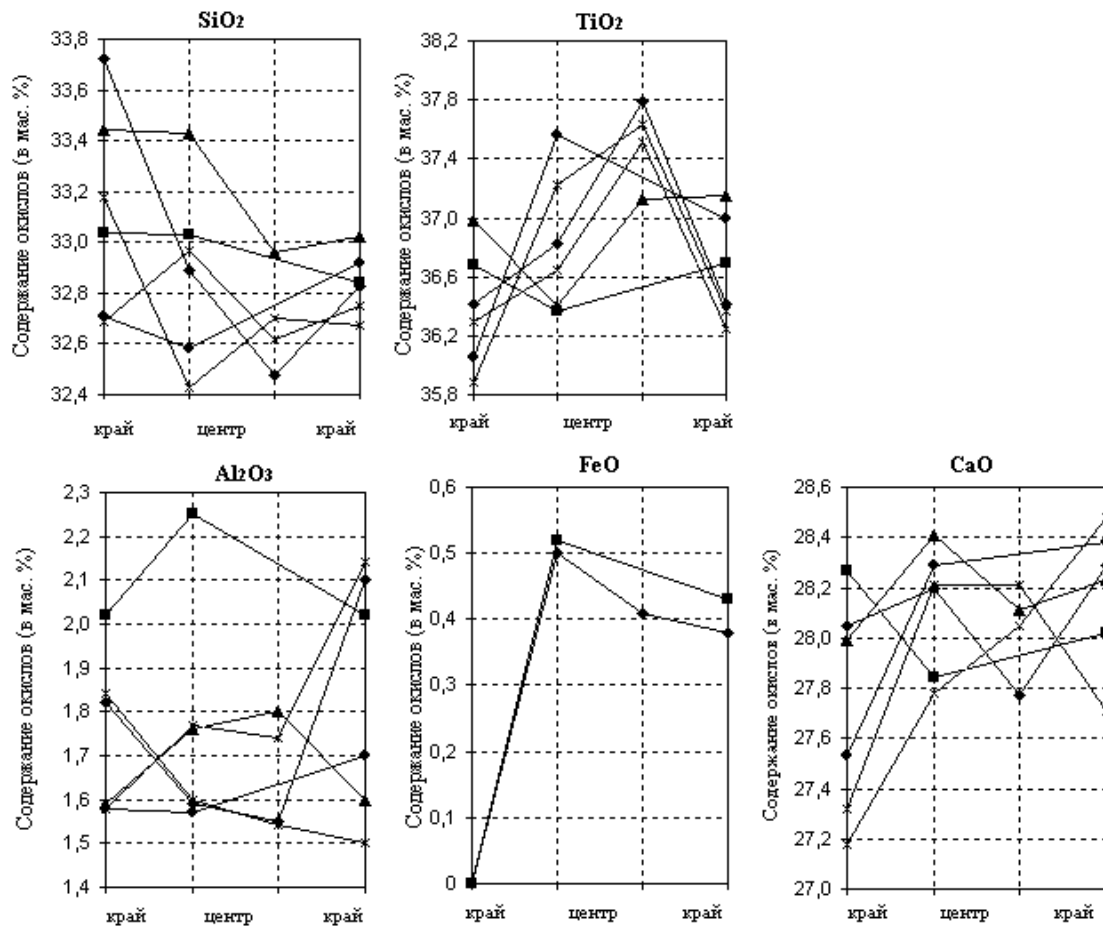


Рис.2. Вариации состава (зональность) в сфенах из пробы Э-2780-1 (КП) с возрастом 2854 ± 6.3 млн лет. Каждой линии на графиках соответствует определенное зерно, а точки отражают место, откуда взят анализ (из краевой зоны 1 (одна точка), центральной (две точки) и краевой зоны 2 (одна точка))

Кроме определения химического состава, проведены предварительные исследования микровключений в сфенах в пробе Э-2780-1. Состав включений изучался так же микрозонде TESCAN. Были встречены включения ильменита, биотита, плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и рутила. Важно отметить, что присутствие включений рутила, может «омолодить» возраст сфена, потому что в исследуемом регионе рутилы, как правило, имеют более молодой возраст, чем сфены [2]. Но так как для датирования выбирались наиболее чистые зерна сфена влияние рутила на возраст сфена не должно быть существенным.

Таким образом, можно сделать вывод о том что, несмотря на отсутствие прямой корреляции между возрастом сфенов и их химическим составом, существует некоторая закономерность, заключающаяся в том, что сфены из пограничной области между КП и БП имеют более гетерогенный состав в отличие от сфенов из КП и БП

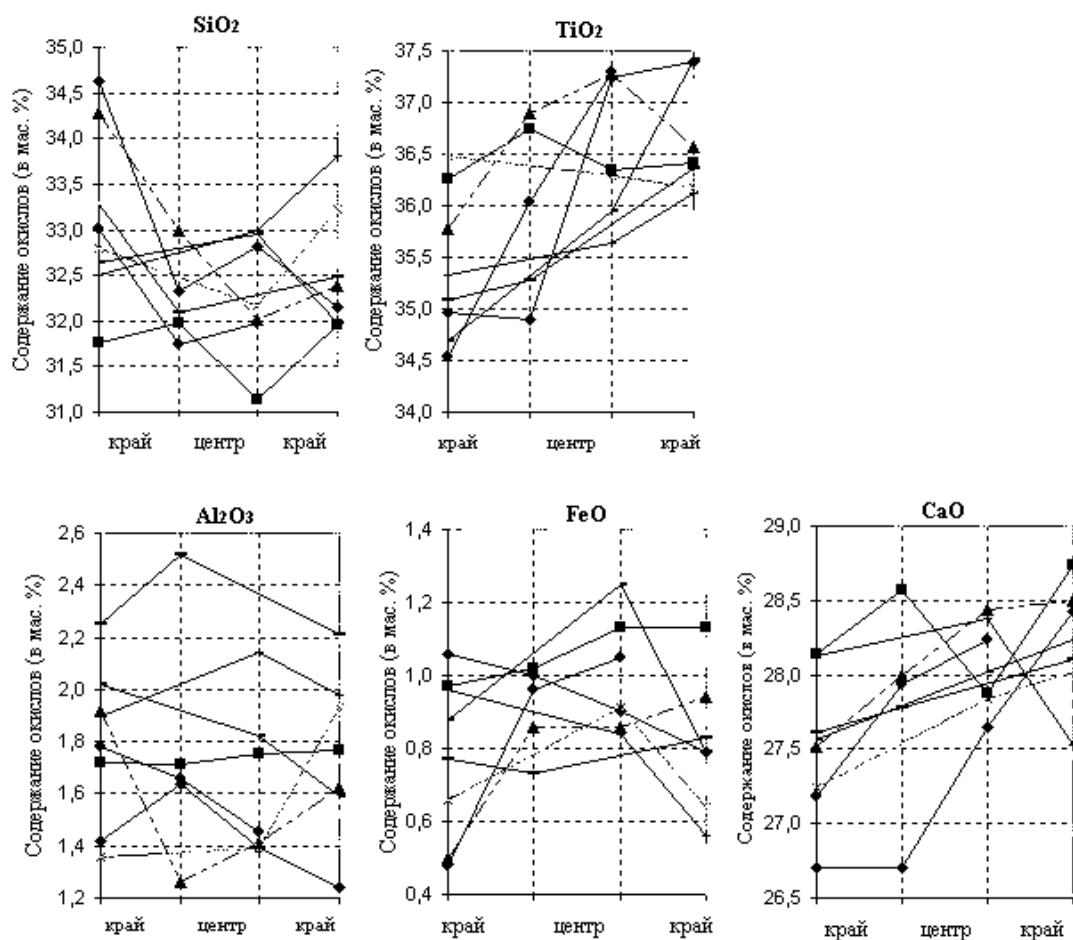


Рис.3. Вариации состава (зональность) в сфенах из пробы Э-Шу-32/1 (пограничная зона между БП и КП) с возрастом 2636 ± 1.4 млн лет. Каждой линии на графиках соответствует определенное зерно, а точки отражают место, откуда взят анализ (из краевой зоны 1 (одна точка), центральной (две точки) и краевой зоны 2 (одна точка))

Литература

1. Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. докт. дисс. Апатиты. 2002. 326 с.
2. Бибикина Е.В., Слабунов А.И., Богданова С.В., Шельд Т. Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и беломорской провинции Балтийского щита в раннем докембрии по данным изотопного U-Pb-исследования сфенов и рутилов // Геохимия. 1999. № 8. С.842-857.
3. Володичев О.И. Беломорский комплекс Карелии (геология и петрология). Л.: Наука, 1990. 248 с.
4. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы Т.1. М.: Мир, 1965. 370 с.
5. Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В., Балаганский В.В., Сорьонен-Вард П., Володичев О.И., Щипанский А.А., Светов С.А., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Степанов В.С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника. 2006. №6. С.3-32.
6. Фузган М.М., Кирнозова Т.И., Слабунов А.И., Бибикина Е.В., Кушкова Н.С. Граница Беломорский подвижный пояс - Карельский кратон: данные U-Pb изотопного исследования сфенов Южного Беломорья // Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма. Материалы конференции. М.: ГЕОС, 2006. С.371-373.

СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ О. ИЗБНАЯ ЛУДА

Беломорский Подвижный пояс, располагаясь между Карельским кратоном и Кольской провинцией, отличается от них более сложной историей метаморфических и структурных преобразований.

В данной работе рассматривается геологическое строение острова Избная Луда, расположенного в центральной части Беломорского подвижного пояса (рис.1). С целью установления геологической истории острова. Хорошая обнажённость объекта позволяет выявить соотношения разновозрастных структурных элементов и предложить вариант последовательности их образования. Остров расположен в 9 км к юго-востоку от с.Гридино. Он попадает в Гридинскую зону архейского меланжа, и содержит характерные для этой зоны тела амфиболитов, являющиеся обломочной составляющей меланжа и разгнейсованные плагиограниты, вмещающие эти обломки. На острове чётко выделяются два домена – Северо-Восточный и Юго-Западный, различные по ориентировке структурных элементов и характеру деформаций.

В Северо-Восточном домене преобладают северные и северо-восточные падения плоскостных текстур. Породный набор одинаков для всего домена – это сероцветные полосчатые гнейсограниты, мигматизированные средне-крупнозернистыми плагио-гранитами. Плоские маломощные тела пород основного состава (деформированные дайки?) параллельны плоскостным текстурам гнейсогранитов. В южной части домена гнейсограниты смяты в куполовидные складки.

В Юго-Западном домене преобладают те же гнейсограниты, но для них характерна более сложная, пloyчатая структура мигматитов. Залегание пород варьирует и не имеет в пределах домена выдержанного положения. В структуру домена входят блоки пород гранитного состава с выраженной брекчиевидной структурой, а также большое количество ксенолитов амфиболитового состава. Ксенолиты имеют размеры в среднем до 3 м, хотя встречаются и крупные тела до 10-12 м. В пределах домена они получили наибольшее распространение в северо-западной части. Дайки в пределах домена секут структуры вмещающих гнейсогранитов. В южной части домена выделяются также кулисообразно расположенные дайки пород основного состава с хорошо различимой сдвиговой деформацией.

Оба домена характеризуются наличием даек и ксенолитов пород основного состава. По данным полевых наблюдений было установлено, что дайки разных доменов имеют разные структурные особенности и деформации. Для сравнения были изучены образцы из двух даек и одного плоского тела, имеющих различные соотношения с вмещающими гнейсогранитами. Плоское тело из С-В домена (1112-1-5) не сечёт вмещающие породы, а залегает параллельно плитчатой отдельности в гнейсогранитах. Две другие дайки секут гнейсограниты Юго-Западного домена. Дайка, расположенная на западе острова (1112-21) находится в краевой части пластической зоны сдвига. С одной стороны гнейсовидность вмещающих гнейсогранитов перпендикулярна, а с другой - параллельна простиранию дайки. Третий объект – одна из кулисообразно расположенных даек, косо секущих полосчатость гнейсогранитов, находится в южной части острова (1112-2). Для образцов из этих даек были сделаны химические анализы (для сравнения был сделан анализ образца из ксенолита в северной части острова (1112-9Б) и проведены расчёты термодинамических условий метаморфизма даек (для сравнения расчёты были выполнены также для ксенолита в Юго-Западном домене 1112).

По результатам химического анализа можно судить, что породы, слагающие три дайки, являются аналогами по содержанию петрогенных элементов и могут быть отнесены к комплексу коронитовых габбро – метапорфиритов [2,3]. Они сложены роговой обманкой, плагиоклазом, гранатом. Образец породы из ксенолита (1112-9Б) имеет химический состав метагаббро [1]. Он сложен Am, Px, Pl и Gt.

На микрозонде ИГ КарНЦ РАН был изучен состав Hbl, Pl и Gt из даек. По этому парагенезису были проведены расчёты P-T параметров. Для даек параметры метаморфизма оказались близкими, T=550-610°C, P=6.6-7.0 кбар. Для ксенолита базита в гнейсогранитах Юго-Западного домена (1112) эти значения существенно выше (T=640°C, P=8.8 кбар), согласно структурным данным они характеризуют ранний, додайковый метаморфизм. Сложен образец Hbl, Pl, Gt, cPx.

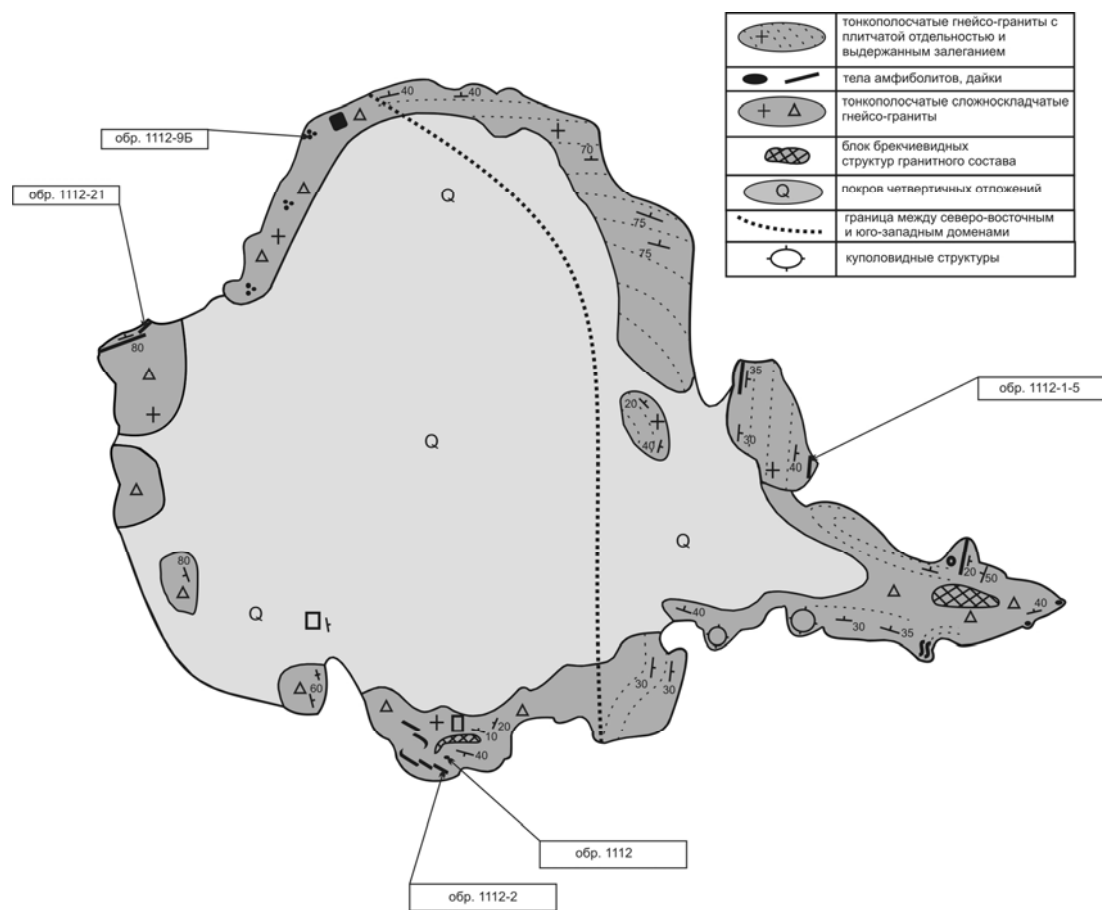


Рис.1. Схематичная карта о.Избная Луда (данные автора)

На основании данных химического анализа можно судить, что дайки произошли из единой магматической камеры. Расчёты же Р-Т параметров говорят о том, что породы даек метаморфизованы в одинаковых термодинамических условиях. Вместе с тем, их структурные особенности не позволяют говорить о едином характере тектонических изменений вмещающих пород. Дайка на востоке острова (1112-1-5) параллельна полосчатости гнейсогранитов, а аналогичные по составу дайки из Юго-Западного домена секут ее (полосчатость гнейсогранитов). Эта информация позволяет предположить, что во время образования рассматриваемых раннепротерозойских даек (2.1 млрд лет? [4]) произошло тектоническое разгнейсование пород С-В домена, которое привело к практически полному стиранию структур, характерных для пород Ю-З домена.

В соответствии с выдвинутой версией, геологическую историю острова можно разделить на следующие этапы:

1. Ранний (домеланжевый) метаморфизм базитов с последующим преобразованием их в эклогиты, а затем в гранатовые амфиболиты и амфиболиты при Р-Т параметрах $T=640^{\circ}\text{C}$, $P=8.8$ кбар [5].

2. Внедрение интрузий гранитоидов и их мигматизация около 2.7 млрд лет [1]. В это время сформировалась структура Ю-З.

3. Внедрение даек базитов, их синметаморфические тектонические деформации, разгнейсование пород С-В домена с полной утратой ранних структур гнейсогранитов, сохранившихся в Ю-З домене.

Литература

1. *Володичев О.И., Слабунов А.И., Степанов В.С., Сибелев О.С., Травин В.В., Степанова А.В., Бабарина И.И.* Архейские и палеопротерозойские эклогиты и палеопротерозойские друзиты района с.Гридино (Белое море) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения (путеводитель и материалы конференции). Петрозаводск: Кар НЦ РАН, 2005 г. С.60-74.
2. *Слабунов А.И.; Володичев О.И.; Балаганский В.В.; Бибикова Е.И.; Степанов В.С.; Степанова А.В.* Беломорский подвижный пояс: Общие черты геологического строения и эволюции // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения; ИГ КарНЦ РАН; 2005 г.
3. *Степанов В.С.; Слабунов А.И.* Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты докембрия северной Карелии // Ленинград: «Наука» 1989 г.
4. *Степанов В.С.; Степанова А.В.* Гридинское дайковое поле: геология, геохимия, петрология // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения; (путеводитель и материалы конференции). Петрозаводск: Кар НЦ РАН. 2005 г.
5. *Травин В.В., Степанов В.С., Докукина К.А.* Характеристика и условия образования тектонитов острова Избная Луда (район села Гридино, Северо-Западное Беломорье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.8. Петрозаводск: Кар НЦ РАН. 2005 г. С.40-49.

Г.Ю.Проскурин¹, Б.Ю.Астафьев²

¹georgiy.pr@rambler.ru, ВСЕГЕИ; ²ab5229@mail.ru, ИГГД РАН

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ МЕТАСОМАТИТОВ РАЙОНА Г.ШАРИВАРА (ТИКШЕОЗЕРСКИЙ ЗКП, СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

Тикшеозерский зеленокаменный пояс (ЗКП, Северокарельский, Парандово-Тикшеозерский по разным авторам) расположен в восточной части Балтийского щита в зоне сочленения Карельской гранит-зеленокаменной области и Беломорского подвижного пояса. Он простирается более чем на 150 км в северо-западном направлении и характеризуется неоднократными проявлениями регионального метаморфизма в условиях умеренных и повышенных давлений. В этой региональной структурной зоне проявлены неоднократные процессы метаморфогенного бластеза и метасоматического преобразования исходных пород. Целью данной работы являлось исследование состава, возраста и условий образования пород Шариварской структурной зоны, входящей в состав Тикшеозерского ЗКП. Для решения поставленных задач были проведены полевые работы и последующие петрографические, минералогические и геохронологические исследования.

Согласно современным геологическим данным, Тикшеозерский ЗКП состоит из пяти свит, в составе которых выделяются верхнеозерская, хизоварская, иринегорская, челозерская и визаварская свиты. В районе горы Шаривара известны выходы вулканогенно-осадочных пород хизоварской свиты нижнего-среднего лопия, представленные преимущественно амфиболитами, амфиболовыми и слюдястыми сланцами. Они метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации повышенных давлений при Р-Т условиях около 620-650°C и 6-7 кбар [1,2]. В 2 км к северо-востоку от г.Шаривара расположена наиболее крупная (мощность до 200 м при протяженности не менее 500 м) шариварская структурная зона локализации метасоматитов (рис.1). В данном районе в 1993 г. в ходе работ Северной экспедиции было обнаружено гранатовое проявление, сложенное породами, по составу и структурным признакам коррелирующим с метасоматитами хизоварской структурной зоны.

В районе Шариварского проявления широко представлены породы основного состава, среди которых наблюдаются гранат-кианит-кварцевые, гранат-ставролит-биотит-амфиболовые, биотит-ставролит-гранатовые, кианит-антофиллитовые разновидности. Эти породы нами отнесены к метасоматитам, поскольку в них проявлены метасоматическая зональность по щелочно-кислотным свойствам, выявлены коррозионные структуры замещения субстрата и полная перекристаллизация первичных структур и текстур особенностей вмещающих пород, а также интенсивный

гигантозернистый порфиробластез и резкое изменение состава исходного субстрата. Особо следует отметить зону кианит-антофиллитовых метасоматитов мощностью около 8 м, в которых проявлены средне-крупнозернистые радиально-лучистые агрегаты сростков антофилита, с которыми ассоциируют голубые или ярко-синие кристаллы кианита. Это указывает на постметаморфический характер перекристаллизации этих пород.



Рис.1. Схема геологического строения участка "Шаривара"

Условные обозначения: Метасоматиты: 1 - гранат-кианит-кварцевые, 2 - гранат-ставролит-биотит-амфиболовые, 3 - биотит-ставролит-гранатовые, 4 - кианит-антофиллитовые; породы хизоварской серии лопия: 5 - гранатовые амфиболиты с участками гигантозернистого порфиробластеза, 6 - биотит-амфиболовые гнейсы; 7 - точки наблюдения, 8 - элементы залегания

Наиболее крупная зона мощностью около 75 м представлена перемежающимися гранат-кианит-кварцевыми и гранат-ставролит-биотит-амфиболовыми метасоматитами. Кристаллы граната с содержанием около 40-50% образуют порфиробласты сложного строения размером от 2 до 8 см, нередко имеющие гелицитовую структуру. Это указывает на условия быстрой кристаллизации породообразующих минералов. В основной ткани преобладает кианит, образующий кристаллы до 1.5 см в длину, и основной плагиоклаз. Ставролит образует крупные (до 3-5 см) скелетные кристаллы. Юго-западнее расположена также интенсивно проявленная зона гранат-кианит-кварцевых метасоматитов мощностью около 65 м и биотит-ставролит-гранатовых метасоматитов мощностью около 20 м. Далее отмечены постепенные переходы к измененным гранатовым амфиболитам и метавулканитам, общая мощность выходов переходной зоны составляет до 40 м. В амфиболитах проявлены наложенные бласты антофиллита и граната до 1 см в длину. В обрамлении метасоматического тела находятся неизменные мелкозернистые биотит-амфиболовые сланцы.

Для определения возраста процессов перекристаллизации, проявленных в Шариварской структурной зоне из гранат-ставролит-биотит-амфиболовых и плагиоклаз-гранат-ставролитовых метасоматитов были проведены геохронологические исследования U-Pb методом по цирконам (Центр

изотопных исследований ФГУП «ВСЕГЕИ», локальный метод SHRIMP-II) и монацитам (TIMS, ИГГД РАН). В результате были получены датировки исходного субстрата и наложенного на него метасоматоза. Возраст исходного субстрата является среднелопийским и составляет 2873 ± 36 Ма, а возраст формирования метасоматитов поздневекофенского этапа - 1749 ± 64 при $СКВО = 0.68$.

Выводы

1. В районе проявления «Шаривара» позднеархейские осадочно-вулканогенные породы подверглись интенсивному кислотному выщелачиванию и железо-магнезиальному метасоматозу. Преобладают фации основного состава, интенсивно проявлены гранат-кианат-кварцевые, гранат-ставролит-биотит-амфиболовые, биотит-ставролит-гранатовые, кианит-антофиллитовые разновидности метасоматитов.

2. При геохронологических исследованиях был определен значительно более молодой, поздневекофенский возраст наложенных процессов перекристаллизации.

Работа поддержана грантом РФФИ 07-05-00767.

Литература

1. Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Послемигматитовый метасоматоз. Л., Наука, 1983. 216 с.
2. Фации метаморфизма восточной части Балтийского щита. Л., 1990. 144 с.

В.С.Рожкова

vrozhk@krc.karelia.ru, ИГ Кар. НЦ РАН, Петрозаводск

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ГИДРОЛИЗА ШУНГИТОВЫХ ПОРОД

Шунгитовые породы представляют собой углерод-минеральные композиционные материалы с микро- и нанодисперсным распределением и характерной морфологией минеральных и углеродистой компонент. Шунгитовые породы содержат от 1 до 99% шунгита (углерод со следами N, O, H и S), а также различные неорганические минералы. В зависимости от свойств углерода, содержания и параметров минералов, а также их распределения, изменяются физико-химические свойства пород.

В наши дни шунгитовые породы широко используются в качестве сорбентов для очистки воды от органических и неорганических веществ. Шунгитовые сорбенты способны очищать сточные воды от широкого спектра органических веществ, таких как фенол, олеиновая кислота, амиловый спирт. Хорошие результаты получены при использовании шунгитовых сорбентов для очистки производственных стоков от нефтепродуктов. Очистка воды шунгитом оказалась более эффективной, чем обработка хлором, коагуляция, электрохимическая обработка. [2,5]. Кроме того, выявлена способность шунгитовых фильтров обеззараживать сточные воды после биологической очистки от бактериальных клеток, извлекать фосфор. Шунгитовые породы также широко используются и в бытовых фильтрах для подготовки питьевой воды.

В то же время, при исследовании возможности использования шунгитовых пород в качестве наполнителя фильтров для очистки водопроводной воды, установлено, что такие фильтры, не только не приводят к ее очистке от цветности, но повышают в ней содержание железа и некоторых других металлов [1]. В ряде публикаций в средствах массовой информации приводятся факты негативного влияния шунгитов на здоровье жителей Заонежья: рост онкозаболеваний, появление болячек и язв на руках.

Несмотря на широкое применение в водоочистке и водоподготовке, фактически не проводилось минералогическое исследование процессов гидролиза шунгитовых пород различного генезиса. О гипергенезе минералов шунгитовых пород судят по вторичным признакам, в основном используя образцы одного, Зажогинского месторождения [1,3]. Цель данного исследования - изучение процессов гидролиза шунгитовых пород различного генезиса и сопутствующие ему изменения физико-химических характеристик воды.

Объекты и методы исследования

Исследования изменения состава минеральных компонент шунгитовых пород при взаимодействии с водой проводились на сканирующем электронном микроскопе VEGA 11 LSH фирмы TESCAN с энергетической анализирующей приставкой INCA Energy фирмы OXFORD Instruments. Были выбраны шунгитовые породы III типа из месторождений Лебещина и Чеболакша которые характеризуются различным генезисом, составом минеральных компонент и структурой углеродистого вещества. Образцы из месторождения Лебещина являются представителями шунгитовых пород натрового ряда. Углеродистое вещество (УВ) образует матрицу с хорошо развитой макропористостью и вкраплениями мелкодисперсных кристаллов кварца, альбита и слюды. Образцы из месторождения Чеболакша, представляющие шунгитовые породы калиевого ряда, характеризуются хорошо развитой макропористостью углеродистой матрицы и наличием в ней довольно крупных кристаллов кварца и пирита, и более мелких слюды и ортоклаза, образующих небольшие скопления.

Исследования минеральных компонент шунгитовых пород проводилось в аншлифах, которые помещались в дистиллированную воду объемом 1 л и выдерживались в ней в течение 80 сут. Определение состава вещества, переходящего из шунгитовых пород в воду проводилось по методике описанной в [3]. Морфология и состав сухих остатков водных вытяжек исследовались с помощью электронного микроскопа VEGA 11 LSH. Для исследования процессов выветривания шунгитовых пород в естественных условиях были отобраны образцы шунгитовых пород калиевого ряда, аналогичных чеболакшским, с месторождения Подсосонье, находящегося в акватории Онежского озера и подвергнувшегося воздействию воды в течение длительного времени.

Результаты и обсуждение

На рисунке 1 представлен участок аншлифа шунгитовых пород месторождения Лебещина в исходном состоянии и после длительной выдержки в воде. В целом, морфоструктура поверхности аншлифа существенно не изменилась, хотя на поверхности наблюдается появление новообразований (стрелки на рис.1), которые содержат в основном SiO_2 , (возможно опаловый кремнезем или криптористаллический халцедон) [4]. Выветривание альбита в шунгитовой породе из месторождения Лебещина связано с уменьшением Na_2O и CaO в его составе (от 1.006 до 0.844 и от 1.004 до 0.933) при относительном постоянстве SiO_2 и Al_2O_3 .

Наибольшие изменения минеральных компонент шунгитовых пород месторождения Чеболакша зафиксированы для пирита, в составе которого после 80-дневной выдержки в воде появляется значительное количество кислорода (от 0 до 44.6 ат %), что свидетельствует об интенсивных процессах его окисления.

Характер длительного взаимодействия шунгитовых пород с водой контролировался измерением pH водных вытяжек. Во временном промежутке от нескольких часов до 80 суток наблюдается резкое уменьшение pH водной вытяжки от 5.9 (pH дистиллированной воды) до 4.9 для образца месторождения Лебещина и 3.3 для образца месторождения Чеболакша.

Для контроля процессов вымывания шунгитовых пород проводилось исследование выпаренных остатков водных вытяжек после 5- и 25-дневной выдержки. Полученные данные свидетельствуют об образовании в процессе выпаривания водных вытяжек бассанита ($\text{CaSO}_4 \cdot 0.67\text{H}_2\text{O}$), гипса ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), гексагидрита ($\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$), магниево-железистого водного гидрокарбоната ($\text{Mg}_{10}\text{Fe}_2(\text{CO}_3)(\text{OH})_{24} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) и других кристаллогидратов.

В районе пос.Толвуйа шунгитовые породы в нескольких местах находятся в акватории Онежского озера (Подсосонье, Карнаволок), и оказывают влияние на водную экосистему в течение длительного геологического времени. В этой связи было интересно проследить естественные изменения шунгитовых пород в водной среде и их взаимодействие с биологическими объектами. Предварительное исследование проведенное на месторождение Подсосонье показало, что на поверхности шунгитов образуется своя экосистема, включающая макро- и микроводоросли (в том числе диатомеи), исследования которых планируется провести в дальнейшем.

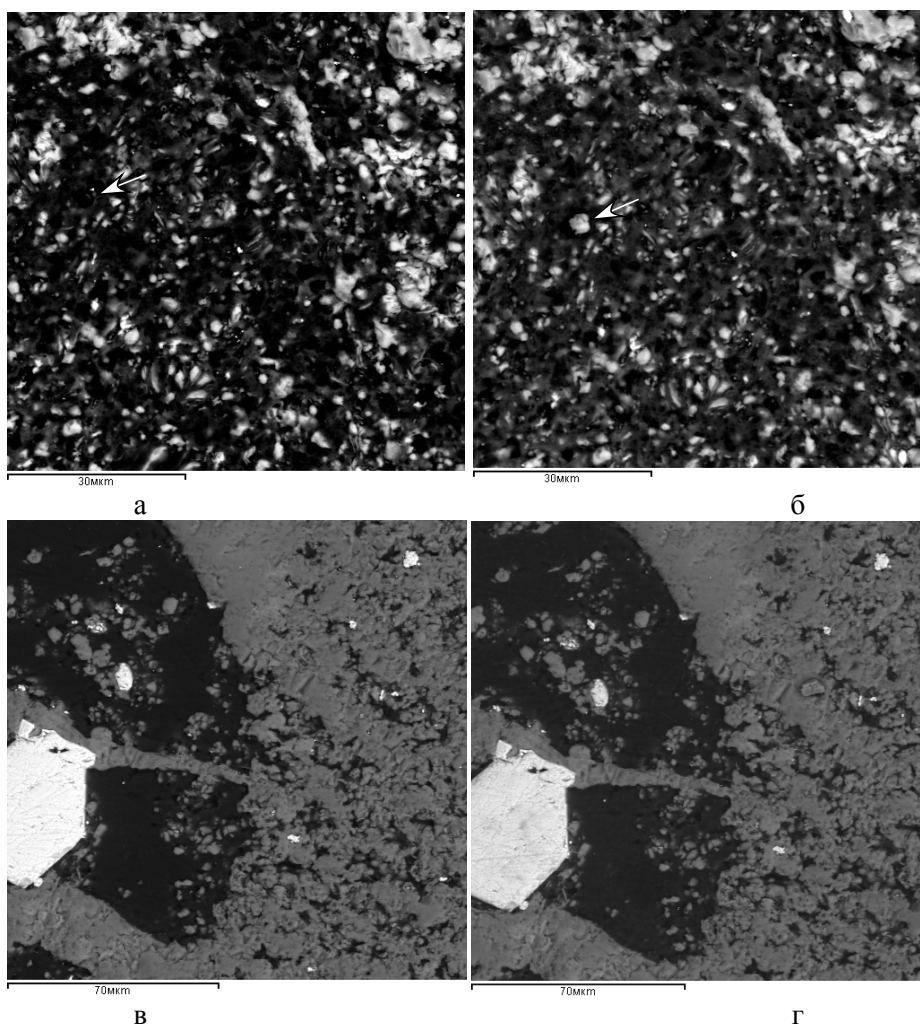


Рис.1. Растровые электронномикроскопические снимки анилифов шунгитовых пород из месторождений Лебецина (а, б) и Чеболакиа (в, г) в исходном состоянии (а, в) и после 80-дневной выдержки в воде (б, г). Стрелками отмечен исходный участок (а) и новообразование, появившееся на этом участке (б)

Выводы

Шунгитовые породы различного генезиса по-разному взаимодействуют с водой, результатом чего является как выветривание, так и образование новых минеральных видов при гидролизе. Результатом выветривания минералов шунгитовых пород, является вымывание отдельных элементов с изменением кристаллохимических формул минералов. Для водных вытяжек всех типов шунгитовых пород наблюдается резкое уменьшение рН (увеличение кислотности).

Шунгитовые породы в естественном залегании в водной среде являются субстратом, на котором обитают живые организмы, находясь в благоприятных условиях для их развития.

Литература

1. Бородулина Г.С., Рыжаков А.В. О возможности использования шунгита для очистки водопроводной воды // Научные основы химии и технологии переработки комплексного сырья и синтеза на его основе функциональных материалов. Материалы научной конференции. Ч.2. Апатиты, 2008. С.105-108.
2. Дюккиев Е.Ф., Зайденберг А.З., Заверткин А.С., Ковалевский В.В., Рожкова Н.Н., Соловов В.К. Проблемы изучения и краткие итоги технологических исследований шунгитовых пород // Проблемы геологии докембрия Карелии. Петрозаводск. КарНЦ РАН, 1993. С.119-123.

3. Копяткевич М.С., Суханов А.А. Изучение процесса вымывания водой материала породы из шунгитов Карелии // Углеродсодержащие формации в геологической истории. Труды междунар. симпоз. Петрозаводск, 2000. С.134-139.
4. Оллиер К. Выветривание. М. Недра. 1987.
5. Шунгиты – новое углеродистое сырье. Петрозаводск, 1984. 182 с.

А.М.Фетисова¹, Р.В.Веселовский²

¹anna-fetis@yandex.ru, МГУ, Москва; ²ИФЗ РАН, Москва

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ТРАППОВ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ДОЛИНЫ РЕК ФОМИЧ И ПОПИГАЙ)

Палеомагнитные определения по сибирским траппам, полученные на современном методическом и аппаратурном уровне, могут быть использованы для уточнения конфигурации пермо-триасового участка кривой кажущейся миграции полюса (КМП) Сибирской платформы, восстановления ее тектонической истории, а также для оценки интенсивности и продолжительности становления траппов, напрямую связанных с катастрофичностью этого процесса. Конфигурация фанерозойского отрезка сибирской кривой КМП к настоящему времени определена относительно хорошо (по сравнению с ее докембрийской частью), однако для понимания сути ряда ключевых моментов в геологической истории Сибирской платформы необходимо получение новых высокоточных и высоконадежных палеомагнитных (и не только) данных. Одно из таких «ключевых» событий происходило в интервал времени, отвечающий пермскому и триасовому периодам – «смутному» времени не только для Сибирской платформы, но и всего мира в целом: к концу перми закончилось формирование суперконтинента Пангея [2], в состав которой вошла и Сибирская платформа; приблизительно на границе перми и триаса происходит знаменитое массовое (до 96%) вымирание живых организмов [5]. Последнее событие, согласно широко распространенной точке зрения, находится в непосредственной связи с излиянием одной из крупнейших на Земле магматической провинции – сибирских траппов.

Сибирские траппы были одним из первых объектов палеомагнитных исследований, и по ним накоплено значительное количество палеомагнитных определений, однако большинство из них требует проверки или переизучения на современном уровне. В последнее десятилетие наблюдается повышенный интерес к сибирским траппам; вышло в свет некоторое количество работ, посвященных детальным палеомагнитным исследованиям пород трапповой формации. Наиболее надежные результаты этих исследований были использованы В.Э.Павловым с авторами [4] для вычисления среднего траппового полюса Сибирской платформы и тестирования гипотезы центрального осевого диполя на границе палеозоя-мезозоя. Тем не менее, недостаток надежных палеомагнитных данных по сибирским траппам все еще остро ощущаем, и на его восполнение были направлены наши исследования.

В рамках данной работы впервые были исследованы эффузивные образования (лавовые покровы: р4, р5, р6) и гипабиссальные интрузии (силлы и дайки: р1, р2, р3) трапповых объектов в долине реки Попигаи, ниже устья р. Фомич (северная окраина Сибирской платформы), сложенные породами основного состава, возраст которых оценивается как верхнепермский-нижнетриасовый (рис.1). Интрузивные породы трапповой формации прорывают флористически и фаунистически датированные отложения верхней перми, а эффузивные лежат трансгрессивно на толщах верхнепермских отложений. А также в самых верхних слоях верхнепермских отложений появляется заметное количество продуктов разрушения изверженных пород основного состава.

Палеомагнитные исследования, проведенные на пилотной коллекции в петромагнитной лаборатории геологического факультета МГУ, показали наличие достаточно четкого палеомагнитного сигнала, образованного наложением двух компонент намагниченности. Наименее стабильная (низкотемпературная) компонента разрушается при прогреве до 200-250°C и в большинстве случаев представляет собой современную вязкую компоненту намагниченности. Вторая, высокотемпературная компонента намагниченности разрушается в интервале температур 350-600°C,

что соответствует области температуры Кюри магнетита (580°C). В образцах из всех шести опробованных тел (табл.1, рис.2) присутствует древняя компонента намагниченности как прямой, так и обратной полярности. После приведения к одной полярности выделенные направления намагниченности формально не проходят тест обращения [3]: угол γ между этими направлениями составляет 12.0° , тогда как критическое значение $\gamma_{cr} = 11.5^{\circ}$. Однако, в силу небольшого количества статистических данных и незначительной разницы между γ и γ_{cr} мы полагаем, что векторы прямой и обратной полярности близки к антиподальности могут быть использованы для вычисления среднего направления на уровне образцов. По полученному среднему направлению намагниченности был рассчитан новый палеомагнитный полюс Сибирской платформы (табл.1).

Таблица 1

Палеомагнитные направления и палеомагнитный полюс траппов р.Попогай

№ точки	N	D	I	K	$\alpha 95$
р 1	5	128.4°	70.8°	26	15.2°
р 2	2	267.7°	-58.6°	-	-
р 3	3	262.0°	-72.2°	34	21.3°
р 4	10	123.9°	75.7°	94	5.0°
р 5	2	167.4°	78.2°	135	21.7°
р 6	17	128.7°	74.6°	50	5.1°
Среднее:	39	121.5°	74.4°	42	3.6°
Палеомагнитный полюс: slat= 72.3° , slong= 109.5° , plat= 49.0 , plong= 148.8 , dp/dm= $5.9/6.5$, paleolat= 60.8					

Подпись к таблице: N – число образцов; D, I, K, $\alpha 95$ – параметры фишеровского распределения (склонение, наклонение, кучность и радиус круга доверия); slat, slong – широта и долгота места отбора; plat, plong – широта и долгота палеомагнитного полюса; dp/dm – величины полуосей овала доверия, paleolat – палеоширота.

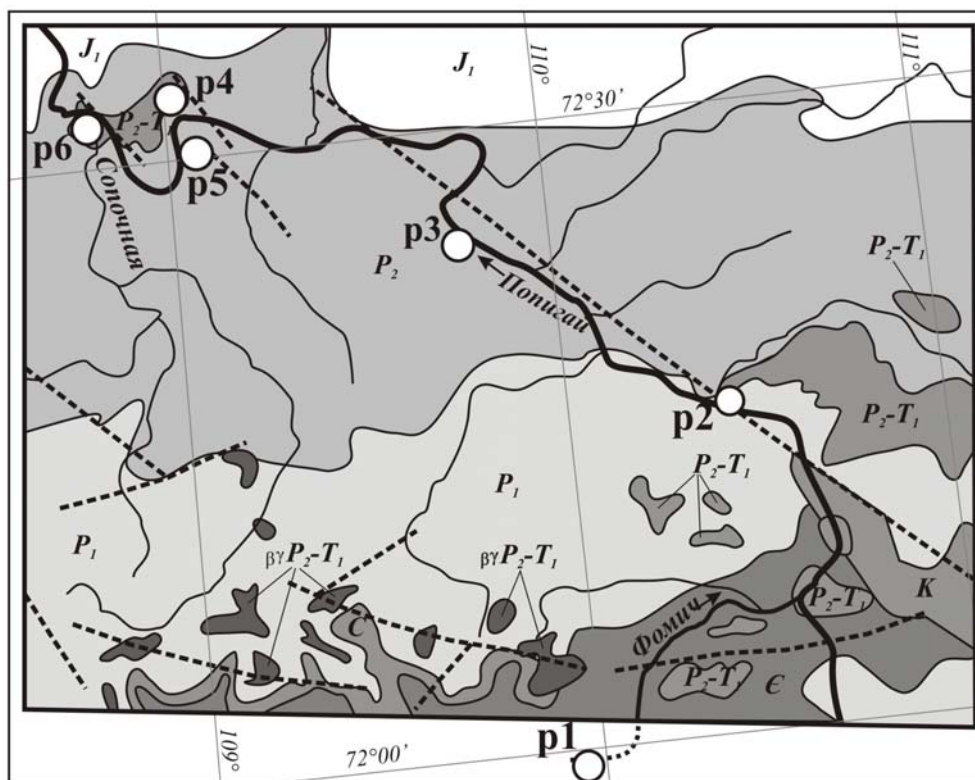


Рис.1. Схема расположения изученных объектов [2]

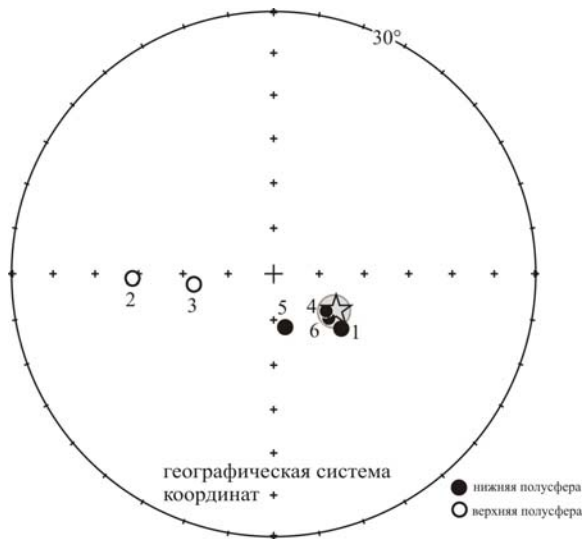


Рис.2. Стереограмма с распределением векторов характеристической намагниченности во всех сайтах. Звездочкой показано среднее направление после приведения к одной полярности (данные автора)

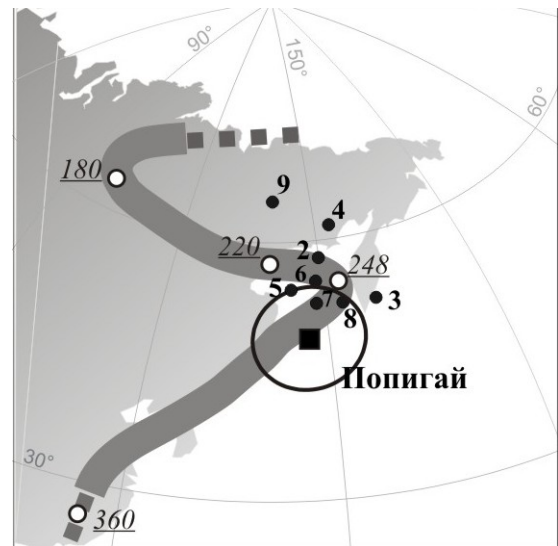


Рис.3. Рассчитанный в этой работе палеомагнитный полюс Сибирской платформы (Поппигай), и полюсы, полученные по другим траповым объектам [4] на участке кривой КМП Сибирской платформы. Точками показаны полюсы: 2 - Абагалах; 3 - Восточный Норильск; 4 - район р.Большая Нирунда; 5 - район р.Столбовая; 6 - район р.Котуй; 7 - район р.Вилуй; 8 - район р.Мойеро; 9 - район р.Куломбе



Рис.4. Реконструкция взаимного расположения Сибирской и Восточно-Европейской платформ в пермо-триасовое время

Полученный палеомагнитный полюс расположен в непосредственной близости от других пермо-триасовых сибирских полюсов (рис.3). Некоторое его смещение в сторону более древней части кривой КМП Сибири может рассматриваться как указание на несколько более древний возраст траповых объектов долины р.Поппигай, чем возраст трапов изученных в других районах (Норильском, Котуйском, в районе Подкаменной Тунгуски и т.д.). Однако из-за небольшой статистики и, как следствие, сильного влияния на среднее используемой для его расчета выборки, этого нельзя утверждать однозначно; для получения более веских доводов необходимо комплексное и более детальное изучение трапов данного района.

На основе полученного траппового полюса была произведена реконструкция положения Сибирской платформы и Восточно-Европейской платформы для пермо-триасового времени (рис.4). Европейский полюс взят из работы [6]. Наблюдаемое расположение Сибирской и Восточно-Европейской платформ коррелирует с существующими реконструкциями Пангеи [2], в основе построения которых лежат геологические и палеомагнитные данные по разным континентальным блокам.

Проведенные изыскания демонстрируют перспективность изученных объектов для палеомагнитных исследований; полученный полюс пополняет базу данных по сибирским траппам и может быть использован (с надлежащей степенью доверия к нему) для разработки пермо-триасового отрезка кривой кажущейся миграции полюса и построения палеотектонических реконструкций.

Литература

1. *Веселовский Р.В.* Дисс. канд. геол.-мин. наук. М., 2006.
2. Геологическая карта Сибирской платформы и прилегающих территорий 1:1500000 масштаба. Глав. ред. Н.С.Малич. Изд-во ВСЕГИИ. 1999 г.
3. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов, Москва, Научный Мир, 2001, 606 с.
4. *McFadden P.L., McElhinny M.* Classification of reversal test in paleomagnetism // *Geophys. J. Int.* 1990. V.103. P.725-729.
5. *Pavlov V.E., Courtillot V., Bazhenov M.L., Veselovsky R.V.* Paleomagnetism of the Siberian traps: New data and a new overall 250 Ma pole for Siberia // *Tectonophysics.* V.443. 2007. P.72-92.
6. *Raup D.M.* (1979) Size of the Permo-Triassic bottleneck and its evolutionary implications. *Science* 206, 217-218.
7. *Veselovskiy R., Pavlov V.* New paleomagnetic data for the Permian-Triassic Trap rocks of Siberia and the problem of a non-dipole geomagnetic field at the Paleozoic-Mesozoic boundary // *Russian Journal of Earth Sciences.* V.8, N 1. February 2006.

А.П.Хомякова

alij-kingis@rambler.ru, ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ПЛАСТИЧЕСКИХ ЗОНАХ СДВИГА ОСТРОВ СОСНОВЫЙ, РАЙОН СЕЛА ГРИДИНО

Пластическая деформация, наряду с температурой, давлением и действием флюида является одним из факторов, определяющих развитие метаморфических процессов [1].

В докладе рассмотрена роль фактора деформации в метаморфическом процессе, на основе материалов изучения одного из островов Белого моря в районе села Гридино. Район охватывает прибрежную полосу от островов Ивановы луды на юге до Сухой губы на севере, большую часть которой занимают обширное поле мигматитов, где в субстрате резко преобладают породы основного состава - амфиболиты полевошпатовые, гранатовые, гранат-диопсидовые, эклогиты и эклогитоподобные породы [2].

Остров Сосновый расположен к юго-востоку от села Гридино рядом с островом 2-й Кокков. Во время прилива он разделяется на две части – северную и южную. Остров сложен в основном архейскими гнейсогранитами (мигматитами) преимущественно северо-восточного простирания полосчатости и гнейсовидности при субвертикальном падении, в которых присутствуют изометричные и вытянутые тела амфиболитов (в основном гранатовых). Минеральный состав гнейсогранитов: плагиоклаз, кварц, биотит, ±гранат. Округлые зерна кварца и плагиоклаза образуют вытянутые агрегаты, создающие, вместе с пластинами биотита упорядоченную лепидогранобластовую структуру породы.

В северной, большей части острова, гнейсограниты рассечены двумя дайками (рис.1). Восточная дайка мощностью около четырех метров, сложена метагаббро по химическому составу близкими к комплексу коронитовых габбро с возрастом 2.12 млрд лет [4,5]. В южной части выходов дайка не деформирована, сложена мелкозернистыми породами (0.1-0.5 мм), состоящими из амфибола, граната, клинопироксена, плагиоклаза, биотита. Породы имеют апофитовую структуру (лейсты плагиоклаза замещены мелкими зернами граната). В северной части выходов дайка деформирована: имеет изгиб с постепенным изменением простирания и утонением до 2 м. На участке деформаций структура пород становится более крупнозернистой (до 3 мм), гранобластовой, без признаков магматической структуры, в ней появляется рудный минерал. В гнейсогранитах рамы здесь много тел амфиболитов, как правило, гранат-клинопироксеновых. В зоне изгиба дайки гнейсограниты имеют

разное простирание полосчатости, местами секут дайку, местами простираются согласно; породы дайки и тела амфиболитов в гнейсогранитах характеризуются большим содержанием граната и клинопироксена. Амфиболиты имеют гранобластовую структуру, зерна минералов вытянуты и разноориентированны. В зоне изгиба породы дайки и тел амфиболитов в гнейсогранитах характеризуются присутствием клинопироксен-плагиоклазовых симплектитов (результат распада высоко натриевого клинопироксена на устойчивую пару низко натриевого пироксена и плагиоклаза).

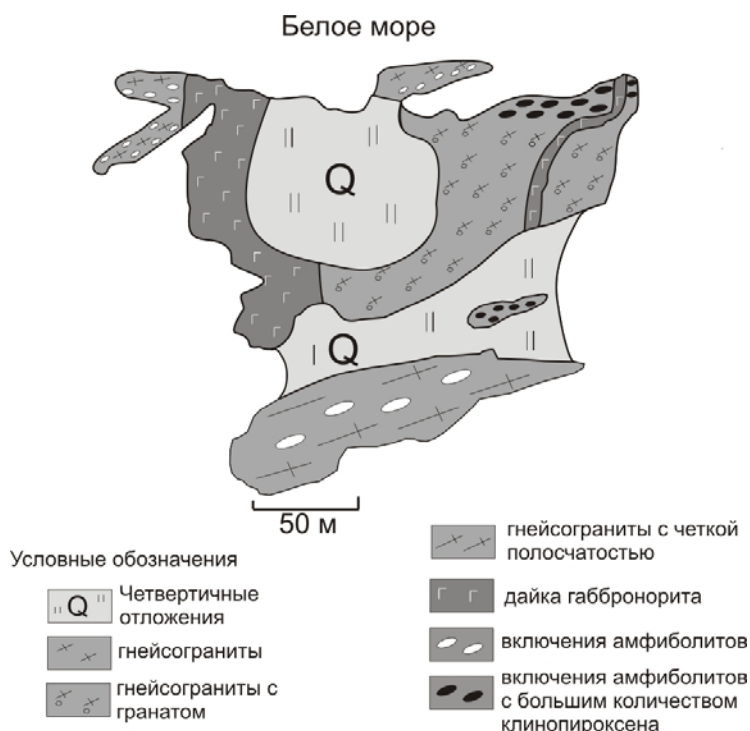


Рис.1. Схема геологического строения острова Сосновый [2]

Западная дайка мощностью около 60 м сложена габброноритами комплекса лерцолитов-габброноритов (~2.45 млрд лет) [3]. Ее контакты с гнейсогранитами плохо обнажены, а на обнаженных участках секут полосчатость гнейсогранитов.

Южная, отделяемая во время прилива, часть острова сложена гнейсогранитами с немногочисленными телами амфиболитов. На большей ее части гнейсограниты сильно рассланцованы, все зерна вытянуты в одном направлении, наблюдается очень тонкая, четкая полосчатость с устойчивым простиранием СВ-80°. Их структура имеет лентовидные агрегаты кварца и полевого шпата. Ни одной дайки в южной части острова не наблюдается.

На участке затопления, разделяющем северную и южную части острова, находится небольшой островок, сложенный телами гранат-пироксеновых амфиболитов с клинопироксен-плагиоклазовыми симплектитами (апозклогитами) и гнейсогранитами в подчиненном количестве.

Таким образом, на острове Сосновый установлены две пластические зоны сдвига, с которыми связаны более интенсивные, чем в окружающих породах, метаморфические преобразования. Одна из зон сдвига (в северной части острова) изгибает дайку метагаббро. В ее пределах преобразования проявлены в телах амфиболитов и в дайке метагаббро, перекристаллизованной с полной утратой признаков магматической структуры. В пределах другой зоны сдвига, охватывающей участок затопления и южную часть острова, установлено не только интенсивные метаморфические преобразования тел амфиболитов, но и усиливается рассланцованность гнейсогранитов. В базитах в пределах зон сдвига присутствует большое количество натрового клинопироксена и симплектитовые срастания клинопироксена и плагиоклаза. Все это позволяет сделать вывод о том, что с пластическими зонами сдвига острова Сосновый связано более глубокие метаморфические преобразования, чем в окружающих породах.

Литература

1. *Афанасьева М.А., Бардина Н.Ю., Богатиков О.А. и др.* Петрография и петрология магматических, метаморфических и метасоматических горных пород // Логос. 2001. С.558.
2. *Володичев О.И.* Беломорский комплекс Карелии. Л.: Наука. 1990. С.245.
3. *Ефимов А.А., Каулина Т.В.* Геологические особенности и U-Pb датирование (первые данные) Ковдозерского базит-ультрабазитового массива (блок Пуахта) // Беломорский подвижный пояс: геология, геодинамика, геохронология. Петрозаводск Программа и тезисы докладов Международной конференции. Петрозаводск: Кар НЦ РАН. 1997. С.31.
4. *Степанова А.В., Ларионов А.Н., Бибикина Е.В., Степанов В.С., Слабунов А.И.* Раннепротерозойский (2.1 млрд лет) Fe-толеитовый магматизм Беломорской провинции Балтийского щита: геохимия, геохронология // ДАН. Т.390. № 4. 2003. С.528-532.
5. *Степанова А.В., Степанов В.С.* Коронитовые габбро Беломорского подвижного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.8. Петрозаводск: Кар НЦ РАН. 2005. С.29-39.

С.С.Шапкин, Т.Б.Баянова, П.А.Серов

sergey.shapkin@rambler.ru; bayanova@geoksc.apatity.ru; mozay@nm.ru, ГИ КНЦ РАН, Апатиты

ПАДОС-ТУНДРА - НОВЫЕ Sm-Nd И U-Pb ДАННЫЕ ДЛЯ ПОРОД МАССИВА (ЗАП. ЧАСТЬ КОЛЬСКОГО П-ВА)

Массив Падос-Тундра располагается в западной части Кольского полуострова и является частью Нотозерского гипербазитового комплекса (Виноградов, 1971; Зак, 1980). До настоящего времени датирование пород массива изотопно-геохронологическими методами не проводилось – приблизительное палеопротерозойское время становления массива определялось лишь по палеомагнитным данным (Тюремнов и др., 2002).

Гипербазитовый массив Падос-Тундра на уровне современного эрозионного среза представлен телом площадью около 13 км², вытянутым в северо-восточном направлении. Падение пород массива преимущественно северо-западное под углами 45-80°. Вмещающие породы сложены архейскими гранито- и гранодиорито-гнейсами северо-восточного простирания с падением на северо-запад под углами 20-45°. В строении массива выделяют три основных зоны (от южного к северному контакту): эндоконтактовая зона, расслоенная серия и предполагаемая верхняя зона.

Эндоконтактовая зона мощностью 10-20 м представлена тонкорассланцованными амфиболовыми породами, образованными в процессе метаморфизма основных пород.

Ритмично-расслоенная серия представлена рядом пород от дунитов до ортопироксенитов и составляет основной объем массива. Преобладают ортопироксениты и дуниты. Всего выделяют до 7 ритмов, каждый из которых начинается дунитами и завершается ортопироксенитами. В породах этой серии развиты дайки мезо- и лейкократовых габбро, диоритов и горнблендитов, которые залегают в основном согласно с простиранием вмещающих их пород.

Предполагаемая Верхняя зона частично наблюдается на северо-востоке массива. Ориентировочная мощность Верхней зоны около 400 м. Предполагается, что в результате надвига основной ее объем был перекрыт вмещающими породами.

Особенностью массива является высокое содержание хрома (0.41-1.1%), который концентрируется в основном в хромшпинелидах. В настоящее время в массиве известны 4 вкрапленных хромитовых горизонта пластового типа, а также ряд линзовидных и столбообразных тел (Мамонтов, Докучаева, 2005).

Для Sm-Nd изотопно-геохронологических исследований были отобраны большие пробы пироксенитов (проба П-1) из основного тела массива вблизи вершины г. Падос-Тундры и амфиболизированные горнблендиты (метагаббро) из дайки (проба П-2). Дополнительно была отобрана проба из небольшого тела интенсивно амфиболизированных габброноритов (проба П-3), находящихся вблизи массива и являющихся габброноритовой пластиной массива. Из габброноритов этой пластины также были выделены цирконы и рутил для U-Pb исследований.

Измерения изотопного состава Nd и концентраций Sm и Nd проводились на семиканальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan - MAT 262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме.

Погрешность изотопного состава Nd стандарта La Jolla = 0.511833 ± 6 не превышает 0.003% (2σ). Такая же погрешность была получена при измерении 105 параллельных анализов японского стандарта $JNd_1 = 0.512098 \pm 20$. Ошибка в $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношениях составляет 0.2% (2σ) – среднее значение из семи измерений в стандарте BCR. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm равно 0.06 нг. Все измеренные изотопные отношения Nd были нормализованы по отношению $^{148}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.241570$, а затем пересчитаны на отношение $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ в стандарте $JNd_1 = 0.512098$. В расчете возрастов использовались принятые величины констант распада. Расчеты параметров изохрон проводились с использованием программ К.Людвига (Ludwig, 1999).

Для Sm-Nd исследований из пироксенитов пробы П-1 были выделены первично магматические минералы - две фракции клинопироксена, фракция хромшпинелида, а также проба породы. Минеральная Sm-Nd изохрона, для пироксенитов П-1 (рис.1) соответствует возрасту 2149 ± 110 млн лет, СКВО=0.19. Этот возраст интерпретируется как время внедрения основного объема пород массива. Большая погрешность определения возраста связана с узким диапазоном $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ отношений. Модельный (T_{DM}) возраст, рассчитанный по одностадийной модели (De Paolo, 1976) протолита для пироксенитов равен 2344 млн лет; величина $\epsilon_{Nd}(T) = +3.3$ отражает мантийный резервуар (DM) для исходных расплавов.

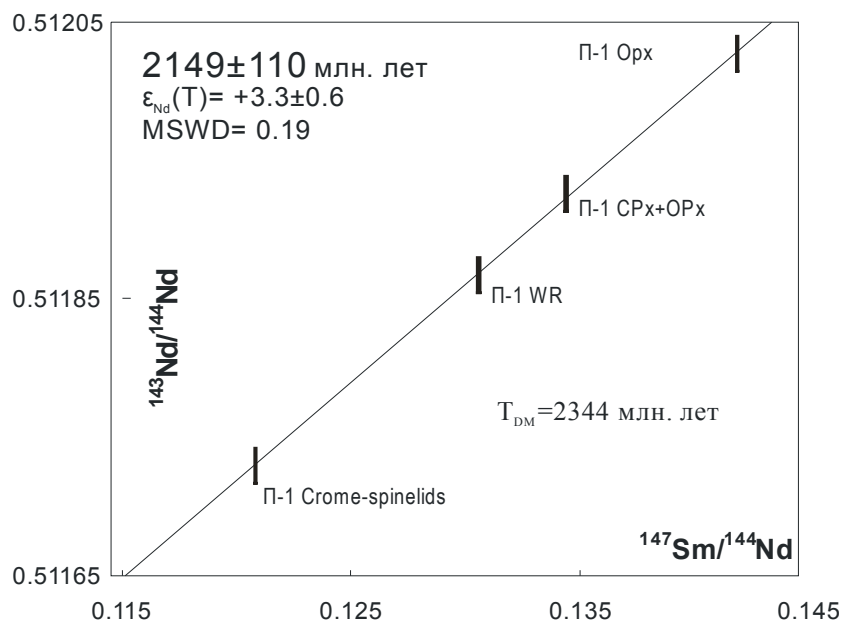


Рис.1. Изотопная Sm-Nd изохрона для магматических минералов из пироксенитов массива Падос Тундра (П-1) (данные автора)

Для даек амфиболитизированных горнблендитов П-2 получен более молодой, но сходный в пределах ошибок, Sm-Nd возраст, равный 2086 ± 64 млн лет, СКВО=0.13 (рис.2). Этот возраст интерпретируется временем внедрения синхронного дайкового комплекса массива. Изотопные Sm-Nd измерения проводились по выделенным фракциям амфибола и клинопироксена, а также породе. Модельный (T_{DM}) возраст протолита для горнблендитов равен – 2552 млн лет, $\epsilon_{Nd}(T) = -0.4$ и отражает небольшую контаминацию коровым веществом.

Для изучения времени метаморфизма из амфиболитизированной габброноритовой пластины на Sm-Nd исследования были выделены две фракции рутила (светлые и темные зерна). Изотопный Sm-Nd возраст для рутилов и породы (WR) равен - 1872 ± 76 млн лет, СКВО=0.6 (рис.3). Исходя из результатов Sm-Nd датирования по гранатам (температура закрытия Sm-Nd системы в которых равна $650^\circ\text{-}600^\circ\text{C}$) близлежащих глиноземистых гнейсов района Явр-Падос-Нота, возраст - 1.89 млрд лет (Каулина и др., 2004) и возраста метаморфизма Лапландского гранулитового пояса и Беломорского комплекса, определенного U-Pb по цирконам в 1.93-1.91 млн лет (Бибикова и др., 1993), полученный возраст - 1872 ± 76 млн лет можно считать рубежом пост-метаморфического остывания пород до примерно $650^\circ\text{-}600^\circ\text{C}$. Модельный возраст протолита габброноритов составляет 3113 млн лет., величина $\epsilon_{Nd}(T) = +1.5$ свидетельствует о мантийном источнике родоначальной магмы.

На U-Pb датирование из пробы амфиболитизированных габброноритов П-3 было выделено две разновидности магматического циркона и метаморфического рутила.

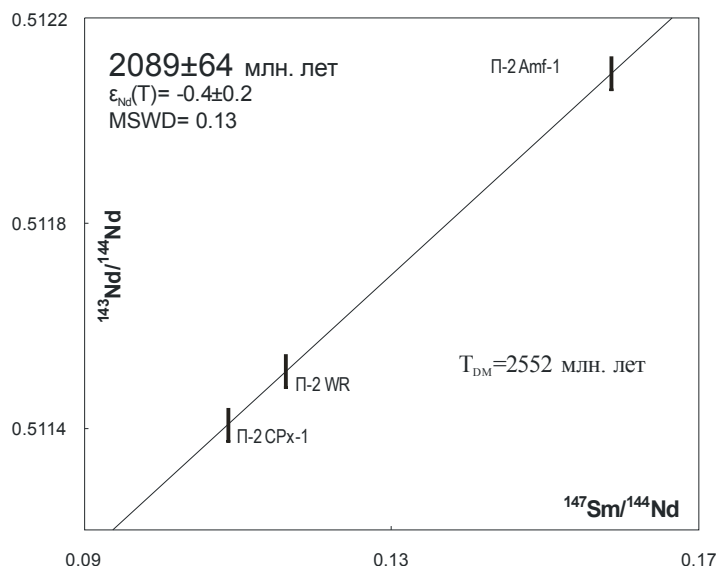


Рис. 2. Изотопная Sm-Nd изохрона для метаморфических минералов из дайки амфиболитизированных горнблендитов массива Падос Тундра (П-2)

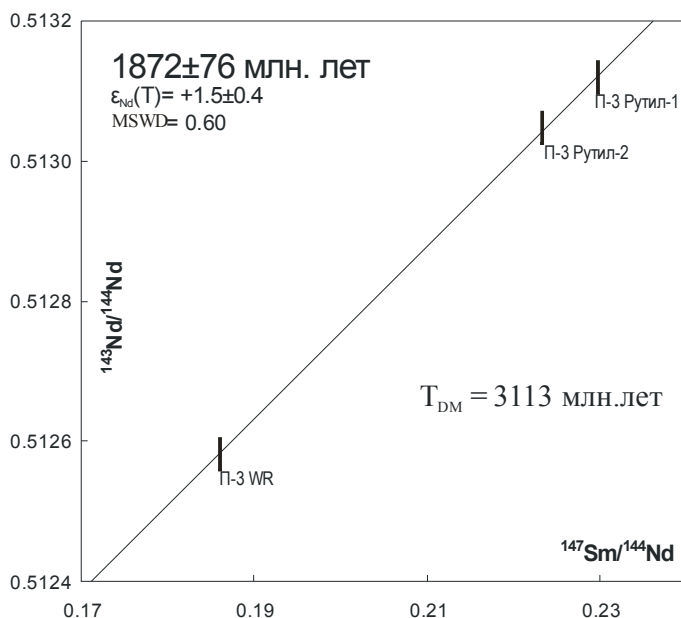


Рис. 3. Изотопная Sm-Nd изохрона для метаморфических минералов из интенсивно амфиболитизированных габброноритов (метагаббро) массива Падос Тундра (П-3)

В результате изотопных исследований двух типов циркона U-Pb методом была получена изохрона, которая отвечает возрасту 2083 ± 7 млн лет (магматический циркон), который интерпретируется как возраст образования габброноритов. Для рутила U-Pb методом был получен возраст, равный 1804 ± 10 млн лет (рис.4). Поскольку U-Pb система рутила имеет $T_{\text{закрытия}}$ около $450\text{--}400^\circ\text{C}$ (Mezger et al., 1991), то возраст рутила обычно отражает остывание породы до этой температуры.

Таким образом, проведенные Sm-Nd и U-Pb изотопно-геохимические исследования позволили установить интервал 2.15 -2.08 млрд лет внедрения основной массы пород и дайкового комплекса массива Падос-Тундра. Изотопные Sm-Nd и U-Pb возраста для рутилов из амфиболитизированных габброноритов позволили определить время остывания пород после наложенного метаморфизма от примерно 600° до 400°C в интервале 1.87-1.80 млрд лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 08-05-00324, программы ОНЗ 8 РАН и международной программы Interreg-Tasic-K-0193.

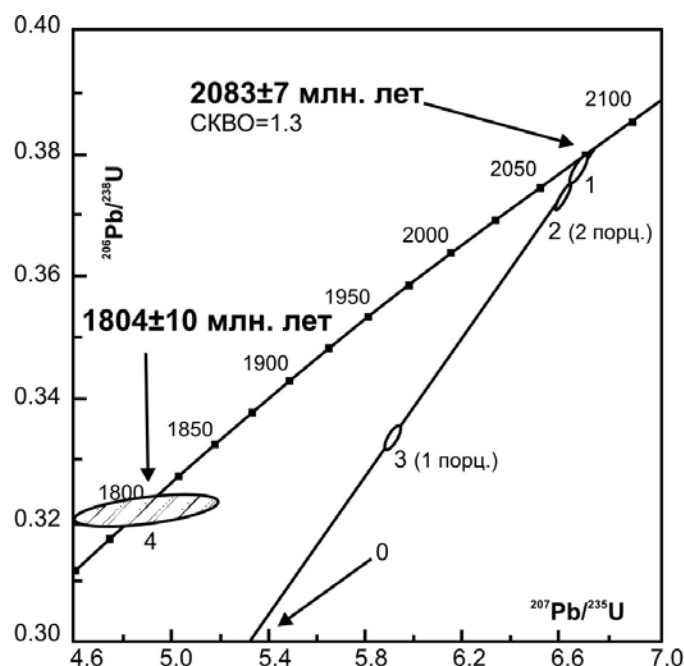


Рис.4. U-Pb изохрона с конкордией для магматического циркона и метаморфического рутила из габброноритов массива Падос Тундра (П-3)

Литература

1. Бибикова Е.В. Уран-свинцовая геохронология ранних этапов развития древних щитов. М.: Наука, 1989. 180 с.
2. Виноградов Л.А. Формация альпинотипных гипербазитов юго-западной части Кольского полуострова (Нотозерский гипербазитовый пояс) / Проблемы магматизма Балтийского щита. – Л.: Наука, 1971. С.147-153.
3. Зак С.И. Нижнепротерозойская гипербазитовая формация Кольского полуострова. – Л.: Наука, 1980.
4. Каулина Т.В., Беляев О.А., Апанасевич Е.А., Деленицин А.А., Жавков В.А., Козлова Н.Е., Серов П.В. Эволюция процессов метаморфизма в Лапландском гранулитовом поясе (ЛГП) и поясе Тана: U-Pb и Sm-Nd данные // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты, 2005. С.34-53.
5. Мамонтов В.П., Докучаева В.С. Геология и рудоносность массива Падос-Тундра на Кольском полуострове // Отечественная геология, 2005. № 6. С.52-60.
6. Тюремнов В.А., Смолькин В.Ф., Мысов С.В. Особенности магнитного поля и магнитных свойств ультраосновных пород из зон хромитового оруденения массива Падос-Тундра (Кольский полуостров) // Российский геофизический журнал, 2002. № 25-26. С.65-67.
7. De Paolo D.J., Wasserburg G.J. Nd isotopic variations and petrogenetic models // Geophys. Res. Lett. 1976. V.3. P.249-252
8. Ludwig K. R. ISOPLOT/Ex - A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 2.05 // Berkeley Geochronology Center Special Publication. N 1a. 1999.
9. Mezger K., Rawnsley C.M., Bohlen S., Hanson G.N. U-Pb garnet, sphene, monazite, and rutile ages: implications for the duration of the high-grade metamorphism and cooling histories, Adirondack Mts // J. Geol. 1991. V.99. P.415-428.

СЕКЦИЯ 2

Петрология и геохимия

ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ SR АУТИГЕННОЙ КОМПОНЕНТЫ ПРЕДЪЯТУЛИЙСКОГО ПРОФИЛЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ ОЗ.М.ЯНИСЪЯРВИ (С. ПРИЛАДОЖЬЕ)

Несмотря на то, что химическое континентальное выветривание традиционно считается главной причиной вариаций изотопного состава стронция морского резервуара, ранее оно рассматривалась только на качественном уровне [7]. Однако уже в работах А.Вейзера [3] показано, что увеличение количества радиогенного ⁸⁷Sr в морской воде является функцией эволюции континентальной коры, и соответственно, эволюцией состава континентального стока. Изотопный состав вод континентального стока как в фанерозое, так и в докембрии определяется изотопным составом выветривающихся пород и особенностями гипергенных процессов (в частности, кислотно-щелочными параметрами гипергенеза, газовым составом атмосферы, окислительно-восстановительным режимом профиля). В рамках данной работы предпринята попытка исследования Rb-Sr изотопной системы предьятулийской коры выветривания оз. М. Янисьярви.

Материалы и методы

Кора выветривания оз.М.Янисьярви (С.Приладожье) развита на породах архейского фундамента и перекрывается ятулийскими метаосадочными породами. По особенностям химического состава и геологического строения описываемый разрез по современной классификации элювиальных образований может быть отнесен к типу глинистых кор выветривания [5]. В строении коры выветривания авторами настоящей работы выделяется три зоны – зона начальной физической дезинтеграции субстрата, зона элювиальной брекчии и глинистая зона [2]. Субстрат, по которому развивается кора выветривания, представлен мигматизированными гранито-гнейсами. В зоне элювиальной брекчии основную массу породы (более 50% от объема) слагают остроугольные обломки гранито-гнейсов, которые цементируются материалом субстрата. Главными новообразованными минералами этой зоны являются аутигенные карбонатные минералы, которые кристаллизовались из дренирующих породы гипергенных растворов. Наиболее выветренная (первично глинистая) зона коры выветривания сложена незначительным количеством обломков материнских пород и резорбированных зерен кварца, сцементированных мелкозернистым слюдистым агрегатом, в котором резко преобладает серицит. Присутствующие в цементе этой зоны аутигенные карбонатные минералы составляют не более 5% объема.

Изучение Rb-Sr изотопной системы проводилось для валовых проб субстрата, зоны элювиальной брекчии и глинистой зоны, плагиоклаза из субстрата и глинистой зоны коры выветривания, а также раствора, полученного при выщелачивании карбонатного материала из образцов глинистой зоны.

Изотопный Rb-Sr анализ проводился в ЦИИ ВСЕГЕИ им.Карпинского методом изотопного разбавления на девятиколлекторном масс-спектрометре TRITON TI Finnigan MAT в статическом режиме. Для анализа изотопного состава стронция в карбонатной фазе использовались продукты выщелачивания из тонкодисперсных порошков глинистой зоны. Разложение проб осуществлялось 1N HCl, а выделение Sr для изотопного анализа с использованием катионообменной хроматографии. Всего было измерено четыре валовых пробы, две пробы отдельных минералов (плагиоклаз) и один выщелок.

Результаты

Изотопный анализ для образцов гранито-гнейсов и пород коры выветривания показал, что значения ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr и ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr валовых образцов не образуют единой изохронной зависимости, что свидетельствует о неполной перестройке Rb-Sr изотопной системы в ходе регионального метаморфизма (табл.1).

Результаты Rb-Sr анализа образцов предъятулийской коры выветривания оз.М.Янисъярви (С.Приладожье)

№	Шифр пробы	Зоны профиля коры выветривания	Образец	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Ошибки
1	2906	Гранито-гнейс	Вал	1.05584	0.739512	9
2	822056		Вал	0.68797	0.726634	9
3	822056		Плагиоклаз	0.13601	0.712409	10
4	82405а	Зона элювиальной брекчии	Вал	5.15892	0.859106	18
5	81905		Глинистая зона	Вал	34.72764	1.585052
6	81905		Плагиоклаз	4.38944	0.82658	32
7	81905		Раствор	-	0.746253	-

На графике в координатах $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ линия, соединяющая фигуративные точки монофракции плагиоклаза и валовой пробы для образца гранита, показывает возраст 1790 млн лет, что моложе возраста наиболее позднего метаморфизма для Северного Приладожья [6].

Петрографическое изучение пород из глинистой зоны разреза показало, что плагиоклаз, встречающийся в здесь в виде обломков кристаллов, в большинстве случаев замещен мелкозернистым серицитом. Формирование такой структуры произошло в результате метаморфических преобразований псевдоморфоз глинистых минералов по полевому шпату, возникших при гипергенезе. Таким образом, результат изотопного анализа монофракции плагиоклаза, выделенной из пород глинистой зоны (№ 6, табл.1), представляет собой суперпозицию изотопных характеристик плагиоклаза и замещающего его иллита.

Для оценки изотопных характеристик аутигенного глинистого минерала были использованы результаты изотопного анализа монофракций плагиоклазов из неизмененного выветриванием гранито-гнейса (№ 3, табл.1) и глинистой зоны разреза (№ 6, табл.1). Изотопный состав аутигенного глинистого минерала коры выветривания был рассчитан как разность: из изотопного состава смеси плагиоклаза и серицита было вычтено количество ^{87}Rb , ^{87}Sr и ^{86}Sr , обусловленное присутствием неизмененного плагиоклаза. В результате количественно-минералогических подсчетов в шлифе, установлено, что серицит составляет 97%, а плагиоклаз 3% от объема фракции. Исходя из этого, были рассчитаны концентрации ^{87}Rb , ^{87}Sr и ^{86}Sr в новообразованном глинистом минерале коры выветривания, а затем соотношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (табл.2).

Таблица 2

Расчет изотопных характеристик глинистого материала коры выветривания, мкг/г

Образец	^{87}Rb	^{87}Sr	^{86}Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
Плагиоклаз гранита	6.82103	35.72729	50.14998	0.13601	0.71241
Плагиоклаз глинистой зоны	8.84551	1.66574	2.01522	4.38944	0.82658
Глинистый аутигенный материал коры выветривания	8.90813	0.61229	0.52652	16.91893	1.16291

В образованиях коры выветривания присутствуют аутигенные карбонатные минералы. Для этих минералов характерно крайне незначительное содержание Rb, в связи с чем отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в них практически не изменяются в ходе их геологической истории. Следовательно, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ соотношение в аутигенных карбонатных минералах коры выветривания должно соответствовать этому соотношению в дренажных растворах, воздействовавших на гипергенную зону разреза. Принимая, что при выщелачивании тонкодисперсного препарата из глинистой зоны в раствор были переведены главным образом содержащиеся в породе карбонатные минералы, измеренное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ соотношение в растворе (№ 7, табл.1) было принято за начальные соотношения изотопов стронция в гипергенном растворе. По рассчитанным изотопным характеристикам аутигенного иллита и результатам анализа содержания изотопов стронция в выщелоченном растворе (№ 5, табл.1) была построена линия, соединяющая фигуративные точки этих образцов и позволяющая оценить начальное $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ соотношение во время формирования коры выветривания. Полученная линия имеет возраст

1720 млн лет, что примерно на 70 млн лет моложе возраста, определяемого линией, которую можно провести через фигуративные точки гранито-гнейса. Приведенные данные показывают, что, несмотря на частичную перестройку Rb-Sr изотопной системы при наложенном метаморфизме, в образцах сохраняются изотопные эффекты, связанные с гипергенными преобразованиями пород субстрата. Эти эффекты приводят к омоложению кажущегося возраста пород коры выветривания.

Полученные расчетным образом значения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ соотношений для аутигенного глинистого минерала предьятулийской коры выветривания в 1.5-2 раза превышают пределы колебаний этих величин, приводимых в работе [8] для глинистых минералов из силурийских и ордовикских глинистых пород. При этом, полученные нами данные находятся в середине интервала значений изотопных соотношений, приводимых в работе [4] для иллитовых глин из нижнерифейских аргиллитов.

Литература

1. Алфимова Н.А., Матреничев В.А. Особенности строения профилей химического выветривания раннего докембрия Карелии // Материалы XVII молодежной конференции, посвященной памяти К.О.Кратца. Петрозаводск, 2006. С.127-129.
2. Алфимова Н.А. Геологическое строение и химический состав палеопротерозойских кор выветривания Карелии. Сборник статей молодых ученых ИГГД РАН, С-Петербург, 2009 в печати.
3. Вейзер А. Эволюция соотношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в морской воде в течение геологической истории и ее значение как показателя эволюции земной коры. Ранняя история Земли. М.: Мир, 1980. С.565-575.
4. Горохов И.М., Мельников Н.Н., Турченко Т.Л., Кутявин Э.П. Rb-Sr систематика пелитовых фракций в нижнерифейских аргиллитах: Усть-ильинская свита, Анабарский массив, Северная Сибирь / Литология и Полезные ископаемые. № 5. 1997. С.530-539.
5. Михайлов Б.Н. Рудоносные коры выветривания. Л.: Недра, 1986. 238 с.
6. Пупков О.М., Матреничев В.А. Возрастные рубежи калевийского осадконакопления в Северном Приладожье // Материалы III конференции по изотопной геохронологии. М., 2006. Т.2. С.131-135.
7. Семихатов М.А., Горохов И.М. Поведение Rb и Sr в процессах осадочного породообразования. Поведение Rb и Sr в ходе выветривания, переноса и седиментации // Литология и полезные ископаемые. 1984. № 1. С.3-26.
8. Chaundhuri S, Brookins D.G. The Rb-Sr systematics in acid-leached clay minerals / Chemical Geology// 24(1979). P.231-242.

Е.Е.Бадашкова

evgenia@crust.irk.ru, ИЗК СО РАН, Иркутск

ПЕТРОГЕНЕЗИС И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ИРКУТНОГО ТЕРРЕЙНА СИБИРСКОГО КРАТОНА

Иркутный террейн пространственно приурочен к Шарыжалгайскому краевому выступу Сибирского кратона. Террейн сложен архейскими метаморфическими образованиями, претерпевшими переработку в палеопротерозое, которые интродуцированы многочисленными массивами раннепротерозойских гранитоидов. По геологическим признакам Иркутный террейн относится к гранулит-гнейсовым областям [2].

Основной задачей наших исследований было изучение метаморфического комплекса Иркутного террейна в разрезах, не претерпевших существенной переработки в течение раннепротерозойских тектонотермальных событий. Такие разрезы были обнаружены в районе перевала Тальяны-Китой (разрез Тойсук) и в среднем течении реки Китой (разрез Холонха). Цель исследований дать геохимическую характеристику метаморфических пород, оценить геодинамическую обстановку их формирования и выявить основные источники сноса для первично осадочных пород.

Разрез Тойсук. Метаморфический комплекс Иркутского террейна в районе перевала Тальяны-Китой условно можно подразделить на три зоны (толщи), сменяющие друг друга вверх по разрезу. Нижняя толща представлена двупироксеновыми кристаллическими сланцами иногда с амфиболом и биотитом, ортопироксеновыми и биотитовыми гнейсами. Среди двупироксеновых кристаллических сланцев отмечаются линзы метаультрабазитов. Средняя толща состоит из амфибол-двупироксеновых кристаллических сланцев, переслаивающихся с гранат-ортопироксеновыми, биотит-ортопироксеновыми и шпинель-биотитовыми гнейсами. Верхняя толща представлена гранат-биотитовыми, гранат-кордиерит-биотитовыми, гранат-ортопироксен-биотитовыми гнейсами. Степень метаморфизма пород достигает гранулитовой фации, возраст метаморфизма на основании U-Pb датирования цирконов (SHRIMP метод) составляет 2.6 млрд лет [11]. Наиболее древние цирконы, найденные в гранат-ортопироксен-биотитовых гнейсах, имеют возраст 3.4 млрд лет [11].

Согласно петрогеохимической классификации [3] в неметаморфизованном состоянии большая часть гнейсов в верхних и средних частях разреза была представлена первично осадочными породами. Двупироксеновые кристаллические сланцы нижней и средней частей разреза, ортопироксеновые и биотитовые гнейсы нижней части разреза соответствуют первично вулканическим породам.

Метаосадочные породы. Содержание SiO_2 для большей части пород варьирует от 58 до 77%, содержание щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) от 2.6 до 5.8%, содержания фемического модуля ($\text{FM} = (\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) / \text{SiO}_2$) изменяется от 0.05 до 0.21, титаного модуля ($\text{TM} = \text{TiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3$) от 0.03 до 0.07. По классификации [10] породы соответствуют грауваккам и лититам. Исследованные породы характеризуются низкими значениями отношения $\text{SiO}_2 / \text{Al}_2\text{O}_3 = 2.7-7.6$, что свидетельствует о незрелости осадков.

Отношения Th/Co, Th/Sc, Th/Cr, La/Co, и La/Sc в породах средней части разреза близки к этим отношениям в осадках, образованных за счёт гранитоидов [7]. Отношения Th/Co, La/Co и La/Sc в исследованных породах верхней части разреза могут свидетельствовать об образовании их за счет гранитоидных источников, а отношения Th/Sc, Th/Cr и Eu/Eu* близки к породам образованным за счет базитовых источников, т.е. для верхней части разреза характерно образование за счет двух источников.

Изученные породы характеризуются умеренными значениями индикаторного геохимического отношения Ti/Zr, варьирующего от 8.2 до 36.7, и низкими значениями отношений La/Sc = 0.8-13.4, что согласно классификации [5] свидетельствует об их формировании в обстановке континентальной дуги. Присутствие в метаосадочных породах цирконов с возрастом 3.4 млрд лет свидетельствует о том, что источниками гранитоидного материала для метаосадков могут быть породы тоналит-трондьемитового состава Олотского блока Шарыжалгайского выступа, имеющие возраст 3386 ± 14 млрд лет [1].

Метавулканические породы. Содержание SiO_2 для основной массы метавулканических пород варьирует от 45.0 до 68.7%, щелочей от 3.3 до 8.1%. На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ точки составов попадают в поля базальтов, андезибазальтов, андезитов и дацитов. Среди проанализированных пород встречаются как толеитовые, так и известково-щелочные разновидности. Для всех проанализированных пород характерны фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов: для базальтов и андезибазальтов $(\text{La}/\text{Yb})_n = 1.6-19.1$, для андезитов – 6.5-20.5 и для дацитов – 5.0-22.4. На мультиэлементных спектрах, построенных для базальтов и андезибазальтов, хорошо проявлены отрицательные аномалии по Nb-Ta и Ti. Такие мультиэлементные спектры типичны для основных пород, сформированных в островодужной геодинамической обстановке. На диаграмме Zr-Nb-Y [9] точки составов базальтов и андезибазальтов располагаются в поле базальтов океанических дуг.

Разрез Холмха. Разрез представлен гранат-ортопироксен-биотитовыми, гранат-кордиерит-биотитовыми гнейсами и двупироксен-биотит-амфиболовыми, биотит-амфиболовыми кристаллическими сланцами. Согласно петрогеохимических классификаций [3] и [4] гранат-ортопироксен-биотитовые, гранат-кордиерит-биотитовые гнейсы данного разреза в неметаморфизованном состоянии были представлены осадочными породами, а двупироксен-биотит-амфиболовые, биотит-амфиболовые кристаллические сланцы – вулканогенными породами.

Метаосадочные породы. Согласно петрогеохимических классификаций [3] в неметаморфизованном состоянии выше перечисленные гнейсы разреза представлены граувакковыми алевролитами, пелит-алевролитовыми аргиллитами, полимиктовыми алевролитами и алевропелитовыми аргиллитами.

Содержание SiO_2 для метаосадков варьирует от 62.5 до 71.1%, содержание щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) от 4.3 до 6.6%.

На основании классификации [10] метаосадочные породы разреза относятся к грауваккам, на классификационной диаграмме [8] точки их составов попадают в поля вакков, глинистых сланцев и аркозов. Исследованные породы характеризуются низкими значениями отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3 = 3.8-5.0$, что может свидетельствовать о незрелости осадков. Отношения Th/Co , Th/Sc , Th/Cr , La/Co , и La/Sc в проанализированных породах близки к отношениям в породах, образованных за счёт гранитоидов [7].

На диаграмме $\text{La}/\text{Sc}-\text{Ti}/\text{Zr}$ [6] точки составов метаосадков попадают в поле континентальных дуг.

Метавулканические породы. Содержание SiO_2 для основной массы метавулканических пород варьирует от 44.4 до 60.2%, щелочей от 1.2 до 6.0%. На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ точки составов попадают в поля базальтов, трахиандезитов, трахибазальтов и андезитов. Среди проанализированных пород встречаются как толеитовые, так и известково-щелочные разновидности. $\text{Mg}\#$ для основной массы пород варьирует от 39 до 75. Для проанализированных пород характерны не фракционированные и слабо фракционированные спектры распределения редкоземельных элементов: $(\text{La}/\text{Yb})_n = 0.8-11.2$. На мультиэлементных спектрах хорошо проявлены отрицательные аномалии по Nb-Ta, P и Ti, что типично для основных пород, сформированных в островодужной геодинамической обстановке.

Таким образом, сопоставление геохимических характеристик метаосадочных и метавулканических пород в разрезах Тойсук и Холмха Иркутского террейна Сибирского кратона показало их идентичность. Все исследованные породы метаморфического комплекса Иркутского террейна по геохимическим характеристикам соответствуют образованиям зрелых островных дуг.

Литература

1. Библикова Е.В., Туркина О.М., Курнозова Т.И. и др. Древнейшие плагиогнейсы Онотского блока Шарьжалгайского выступа: изотопная геохронология // Геохимия. № 3. 2006. С.347-352.
2. Гладкочуб Д., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др. Возраст и геодинамическая интерпретация гранитоидов Китойского комплекса (юг Сибирского кратона) // Геология и геофизика. № 11. Т.46. 2005. С.1139-1150.
3. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. С.100.
4. Предовский А.А. Реконструкция условия седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. С.152.
5. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol. № 6. V.91 1983. P.611-627.
6. Bhatia M.R., Crook K. A. W. Trace element characteristics of grauwackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contrib. Mineral Petrol. V.92. 1986. P.181-193.
7. Cullers R.L. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian- Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies // Lithos. V.51. 2000. P.181-203.
8. Herron M.M. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data // J. Sed. Petrol. V.58. 1988. P.820-829.
9. Meschide M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chem. Geol. V.56.1986. P.207-218.
10. Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R., Sand and Sandstone. Spinger-Verlag. New York. 1988.
11. Poller U., Gladkochub D., Donskaya T. et al. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Palaeoproterozoic zircon ages revealed SHRIMP and TIMS // Precambrian Research. V.136. 2005. P.353-368.

МАНТИЙНЫЕ КСЕНОЛИТЫ ИЗ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНОВ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН

Работа выполнена в рамках плановой темы ИГГД РАН «Термальное и окислительно-восстановительное состояние и химический состав континентальной литосферной мантии», направленной на изучение химического состава и состояния мантии, подстилающей докембрийские и фанерозойские структуры земной коры. Объектами исследования являются мантийные ксенолиты из четвертичного стратовулкана Сверре и двух шлаковых конусов Сигурд и Халвданпигген, расположенных на северо-западе архипелага Шпицберген (фанерозойская структура). Ксенолиты представлены перидотитовой (шпинелевые лерцолиты) и пироксенитовой (вебстериты, гранатовые вебстериты, амфиболсодержащие вебстериты и клинопироксениты, горнблендиты) сериями. Целью работы является сравнительное описание (петрография, химический состав породообразующих и второстепенных минералов) и характеристика перидотитовой и пироксенитовой серий ксенолитов, которые представлены веществом разных уровней верхней мантии, подстилающей структуры архипелага Шпицберген.

Определение химического состава минералов проводилось микрозондовым методом в лаборатории ИГГД РАН на приборе LINK AN 1000 при ускоряющем напряжении 15 кВ с силой тока 0.4-0.5 мА и диаметром электронного пучка 2-5 мкм.

Вулканиды – носители ксенолитов

Вулканиды четвертичного возраста приурочены к западному флангу грабенообразной структуры девонского возраста. Ксенолитсодержащие вулканиды по петрохимическим характеристикам относятся к щелочным оливиновым базальтам ($\text{SiO}_2=44.12-47.70$; $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}=4.28-7.16$ мас. %; $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=2.02-2.31$, $\text{mg}\#=0.40-0.50$) [2].

Минералогический состав. *Перидотитовая серия:* форстерит ($\text{Fo}: 89.90-92.00\%$), энстатит ($\text{MgO}=32.65-34.14$; $\text{FeO}=5.45-6.15$; $\text{Al}_2\text{O}_3=2.96-3.24$ мас. %), диопсид с примесью жадеитовой и чермакитовой молекулы ($\text{MgO}=15.14-16.16$; $\text{FeO}=2.13-2.29$; $\text{Al}_2\text{O}_3=5.19-6.60$; $\text{Na}_2\text{O}=1.68-1.79$ мас. %). Шпинель представлена хромпикотитом ($\text{Cr}_2\text{O}_3=11.34-11.88$ мас. %). Амфибол относится к паргаситу ($\text{Ca}^{\text{VII}}=1.66-1.70$; $(\text{Na}+\text{K})^{\text{XII}}=1.06-2.07$; $\text{Ti}=0.23-0.26$; $\text{Si}=6.04-6.14$ ф. е.; $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})=0.90-0.91$).

Пироксенитовая серия: энстатит ($\text{MgO}=25.37-25.84$; $\text{FeO}=14.56-15.08$; $\text{Al}_2\text{O}_3=4.50-5.50$ мас. %), диопсид с примесью жадеитовой и чермакитовой молекулы ($\text{MgO}=12.45-13.04$; $\text{FeO}=6.12-6.47$; $\text{Al}_2\text{O}_3=7.38-7.63$; $\text{Na}_2\text{O}=1.48-1.80$ мас. %). Гранат относится к ряду пироп-альмандин с примесью гроссуляровой молекулы ($\text{MgO}=14.76-15.49$; $\text{FeO}=4.05-14.58$; $\text{CaO}=5.33-5.76$ мас. %). Шпинель-герцинит ($\text{Al}_2\text{O}_3=62.50$; $\text{Cr}_2\text{O}_3=1.50$; $\text{FeO}=18.50$ мас. %). Амфибол относится к керсутиту ($\text{Ca}^{\text{VII}}=1.84-1.90$; $(\text{Na}+\text{K})^{\text{XII}}=0.92-0.98$; $\text{Ti}=0.50-0.54$; $\text{Si}=5.85-6.01$ ф. е., $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})=0.66-0.69$).

Сравнение состава породообразующих минералов пироксенитовой и перидотитовой серии

Для сравнения составов породообразующих минералов перидотитовой и пироксенитовой серии автором настоящей работы построен ряд дискриминационных диаграмм (рис.1, табл.1). На эти же диаграммы нанесен состав минералов перидотитовых ксенолитов из щелочных кайнозойских базальтов Витимского плато (Байкало-Монгольская область, Среднеазиатский складчатый пояс) [1].

Все породообразующие минералы рассматриваемых серий различаются по химическому составу, что свидетельствует о разных условиях образования паргенетических ассоциаций этих серий мантийных ксенолитов.

Различие в химическом составе ромбических, моноклиных пироксенов и шпинелей наиболее четко проявляется в содержании Mg, Fe, Al и Cr (рис.2). Минералы в ксенолитах пироксенитовой серии характеризуются повышенным содержанием Fe. Для моноклиных и ромбических пироксенов пироксенитовой серии характерно наиболее высокое содержание Al: 0.32-0.41 и 0.19-0.22 ф.е. соответственно. В пироксенах перидотитовой серии оно ниже (0.10-0.12 ф.е. в ромбических и 0.15-0.28 в моноклиных) и сходно с содержанием этого элемента в одноименных минералах ксенолитов перидотитов Витимского плато. В клинопироксенах пироксенитовой серии Al занимает преимущественно

октаэдрическую позицию ($Al^{VI}=0.12-0.17$ ф.е.). Содержание Al^{VI} в моноклинных пироксенах перидотитовых ксенолитов Шпицбергена ниже ($Al^{VI}=0.05-0.13$ ф.е.). Этим они отличаются от моноклинных пироксенов перидотитовых ксенолитов Витимского плато, в которых содержание Al^{VI} составляет 0.15-0.16 ф.е.).

Таблица 1

Сравнительная характеристика минералов двух серий ксенолитов

	Перидотитовая серия				Пироксенитовая серия		
	Ol	Orx	Срх	Sp	Orx	Срх	Sp
Fe, ф. е		0.14-0.18			0.15-0.20		
Mg, ф. е		1.62-1.76			1.63-1.77		
mg#	0.90-0.92	0.90-0.93	0.90-0.93		0.75-0.76	0.68-0.79	
cr#		0.03-0.09	0.10-0.22	0.11-0.23	0.01-0.02	0.01-0.03	0.01-0.01
Al, ф. е			0.20-0.29			0.32-0.41	
AlVI, ф. е			0.05-0.13			0.12-0.17	
Na, ф. е			0.002-0.13			0.09-0.17	

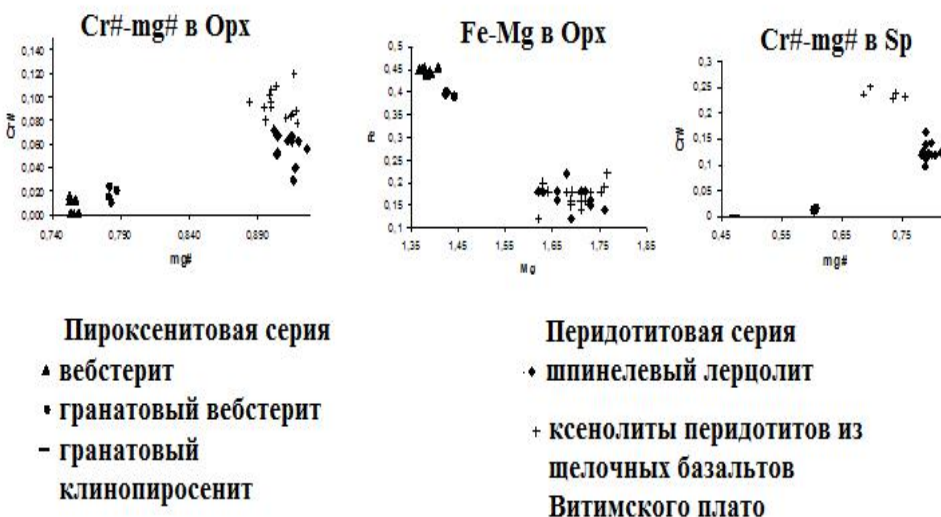


Рис.1. Дискриминационные диаграммы для ромбического пироксена и шпинели

Высокие содержания Al и Na в составе клинопироксенов свидетельствуют о существенной роли жадеитовой (возможно, эгириновой) и чермакитовой молекул в составе клинопироксенов, особенно в пироксенитовой серии Шпицбергена.

Пироксены и шпинели перидотитовой серии характеризуются более высокими значениями Cr# (табл.1), чем минералы пироксенитовой серии. Шпинели и ромбические пироксены в ксенолитах перидотитовой серии Шпицбергена характеризуются более низкими значениями этого параметра, чем одноименные минералы из перидотитовых ксенолитов Витимского плато.

Ксенолиты шпинелевых лерцолитов Шпицбергена содержат оливин, характеризующийся более высоким показателем Mg# (не менее 0.91) по сравнению с оливином ксенолитов перидотитов Витимского плато, где показатель Mg# имеет значения меньше, чем 0.91. Нами предполагается, но повышенные содержания Mg в оливине свидетельствуют о высокой температуре образования парагенезисов перидотитовой серии Шпицбергена.

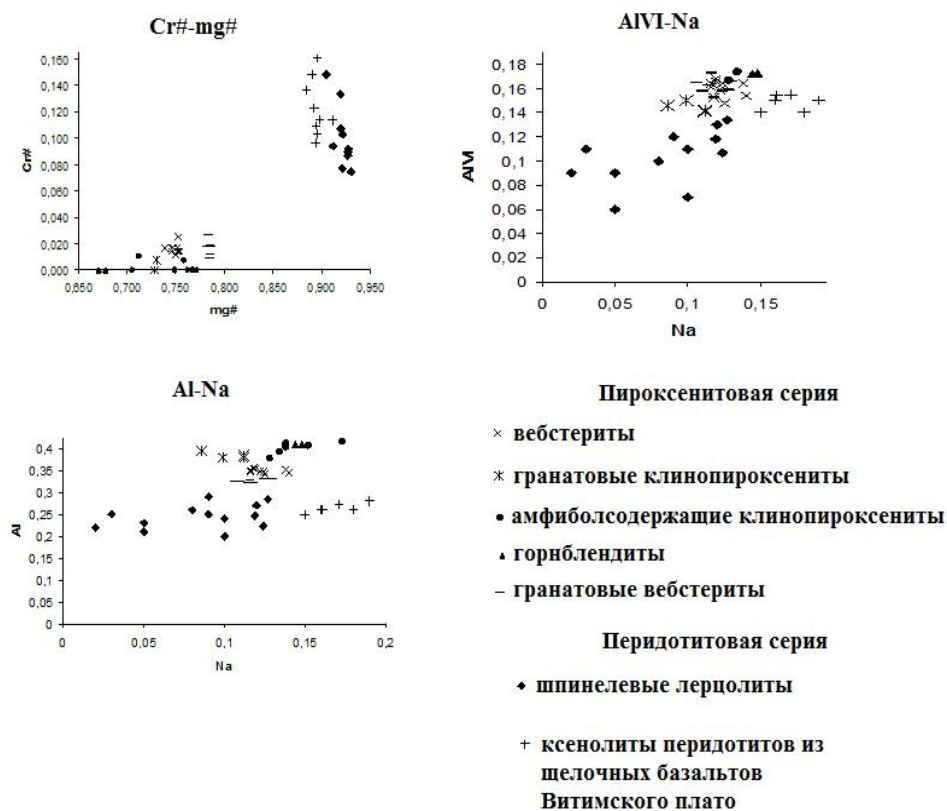


Рис.2. Дискриминационные диаграммы для моноклинного пироксена

Заклучение

Породообразующие минералы перidotитовой и пироксенитовой серий существенно различаются по содержанию Mg, Fe, Al и Cr. На всех дискриминационных диаграммах их фигуративные точки не образуют единых трендов, а выделяются в виде неперекрывающихся полей. Такое различие, по-видимому, связано с тем, что породы перidotитовой серии являются реститами плавления примитивной мантии. Они аналогичны ксенолитам перidotитов в кайнозойских щелочных базальтах Витимского плато, для которых такое происхождение обосновывается в работе [1]. Напротив, породы пироксенитовой серии, судя по химическому составу породообразующих минералов, не могли образоваться в результате такого процесса. Предполагается [3], что амфиболовые пироксениты могут быть раскрис-таллизованны на глубине за счет эвтектических выделок из мантии, а безамфиболовые пироксениты являются кумулатами пикритовидных расплавов.

Автор выражает благодарность своим научным руководителям доценту кафедры петрографии СПбГУ М.Ю. Корешковой и главному научному сотруднику ИГГД РАН профессору Л.П.Никитиной. Глубокую признательность хочется высказать аспиранту ИГГД РАН А.Г.Гончарову, предоставившему для исследований коллекцию ксенолитов.

Литература

1. Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Салтыкова А.К., Пушкарев Ю.Д., Овчинников Н.О., Бабушкина М.С., Аиценов И.В. Термальная и химическая неоднородность верхней мантии Байкало-Монгольского региона (данные мантийных ксенолитов из кайнозойских базальтов). Т.15, № 1. 2007.
2. Евдокимов А.Н. Вулканы Шпицбергена. СПб.: ВНИИОкеангеология. 2000.
3. Копылова М.Г., Геншафт Ю.С., Дашевская Д.М. Петрология верхнемантийных и нижнекоровых ксенолитов Северо-Западного Шпицбергена // Петрология. 1996. Т.4. №5. С.533-560.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА АВТОМЕТАСОМАТОЗА В ПОРОДАХ ПАНОЗЕРСКОГО САНУКИТОИДНОГО КОМПЛЕКСА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ)

Панозерская интрузия расположена в Центрально-Карельском домене Карельской провинции в пределах Восточной субмеридиональной зоны развития санукитоидных интрузий, в 1 км к западу от оз.Сегозеро. Интрузия прорывает супракрустальные породы, относящиеся к парандовской серии Западно-Сегозерского зеленокаменного пояса, метаморфизованные в условиях мусковит-хлоритовой субфации зеленосланцевой фации [1]. Первое изучение Панозерской интрузии было проведено Г.О.Глебовой-Кульбах, которая интерпретировала ее как однофазную интрузию монцонитов, вдоль восточного контакта которой залегает интрузия габбро-пироксенитов. Отметив, что габбро и пироксениты обогащены биотитом, она пришла к выводу, что породы мафической интрузии подверглись калиевому метасоматозу в результате внедрения Панозерской интрузии монцонитов. В 1990-х гг. к изучению позднеархейских умереннощелочных интрузий Карелии приступил В.В.Иваников. В числе изученных им интрузий была и Панозерская. На основании геологических и геохимических наблюдений Иваников пришел к выводу, что Панозерская интрузия представляет собой многофазную интрузию центрального типа, в которой пироксениты и монцогаббро являются одной из фаз [2,3]. Впоследствии Панозерская интрузия изучалась группой сотрудников ИГГД РАН под руководством С.Б.Лобач-Жученко. В результате проведенных исследований был подтвержден вывод Иваникова о многофазном строении интрузии и выделено пять главных интрузивных фаз (монцогаббро, монцониты 1, монцониты 2, монцониты 3, кварцевые монцониты), внедрившихся дискретно во времени в течение трех импульсов, разделенных этапом деформаций и внедрением даек лампрофиров и трубок миаскитовых лампроитов [4]. Интрузия и секущие ее дайки объединены в Панозерский комплекс.

Породы Панозерского комплекса отличаются повышенной магниальностью и высокими содержаниями K_2O , LIL и LRE элементов [4]. Предположение, о том, что породы интрузии подвергались наложенным метасоматическим преобразованиям было сделано только Глебовой-Кульбах [1], причем, в основном относительно краевых мафитов. Впоследствии все минералогические и геохимические особенности пород интрузии (в том числе и аномально высокие концентрации LIL и LRE элементов) объяснялись особенностями состава источника. Отмечалось, что во вмещающих породах не проявлено следов метасоматических преобразований, за исключением узкой зоны в экзоконтакте интрузии [5], что позволяет рассматривать все преобразования пород интрузии как автометаморфические либо автометасоматические.

Однако, по мере накопления петрографических, изотопно-геохимических и минералогических данных появлялись косвенные данные о том, что породы интрузии после формирования подверглись наложенному преобразованию, приведшему в том числе и к обогащению легкими редкими землями.

Минералы-концентраторы легких редких земель и LIL элементов имеют отчетливо позднее происхождение, залечивая трещины или формируясь при распаде первичных минералов. Ортит был обнаружен в пробе 238/11, где он выполняет вдоль микротрещину, секущую зерна биотита и актинолита. Прослой ортита окружен более крупными зернами эпидота. Кроме того, ортит обнаружен в пробах 235 (монцонит 2), 201а (монцогаббро), 53/1(магнезиальный лампрофир). Оксид либо карбонат редких земель обнаружен в монцонитах 3 и кварцевых монцонитах зоны крупноглыбовых брекчий. Этот минерал встречен в распавшихся сульфидах, замещенных оксидами железа и титана, а также сфеном.

Барит обнаружен во многих породах Панозерской интрузии преимущественно в магнетитовых каймах вокруг сульфидов. Калиевый полевой шпат встречается в большинстве пород Панозерской интрузии и в чаще всего содержит незначительную изоморфную примесь бария (от 0.1 до 1%). В некоторых образцах калиевый полевой шпат пронизан прожилками калиевого полевого шпата обогащенного барием (до 6%).

Обогащение породообразующих минералов легкими редкими землями наблюдается в породах и/или минералах с нарушенной изотопной системой, отражающей факт наложенных изменений.

Пироксены. Для исследований были выбраны три пробы, в которых присутствовал в достаточных количествах хорошо сохранившийся клинопироксен.

Количество пироксена и степень его сохранности в породах интрузии различается от точки к точке, в том числе и в пределах одного обнажения и одного образца, что свидетельствует о минимальной степени воздействия наложенных изменений.

Было проведено изотопное изучение монофракции апатита и пироксена и измерение концентраций редкоземельных элементов в единичных зернах пироксенов. Поскольку концентрации Sm, Nd, Rb, Sr в апатитах существенно выше, чем в пироксенах и выше, чем в породе в целом, то изотопные системы апатита наименее чувствительны к наложенным изменениям, связанным с привнесением-выносом элементов. Поэтому характеристики соответствующих систем в апатите в наибольшей степени отражают характеристики первичного источника. Только в одной из трех изученных проб пород пироксены имеют значения $\xi_{Nd}^{(t)}$, совпадающие со значениями, полученными по апатиту, и по этой причине могут рассматриваться как значения, отражающие характеристики Sm-Nd системы родоначального расплава [6]. В двух других образцах Sm-Nd система была нарушена. Изучение спектра распределения редкоземельных элементов в пироксенах показало, что только в пробе с ненарушенной Sm-Nd системой концентрация редких земель в пироксене ниже, чем в породе в целом, и составляет десятки хондритовых единиц. В двух других пробах пироксены существенно обогащены LREE.

Биотиты

Для анализа были отобраны монофракции биотитов из монцонитов второго импульса, различающихся по значению $\xi_{Nd}^{(t)}$ (пробы 208 и 235).

Содержание и характер распределения редких земель в породе в целом в изученных пробах существенно не различается, в то же время имеются значительные (на порядок) различия в концентрациях редких земель в биотитах из этих проб. При этом обогащенной является слюда из породы с нарушенной Sm-Nd системой.

Имеются и другие свидетельства наложенных преобразований в породах Панозерской интрузии, такие как обогащение легкими редкими землями дискордантных цирконов из миаскитовых лампроитов [7] и отсутствие первичной магнитной компоненты с возрастом 2.7 млрд лет (Арестова, устное сообщение).

Выводы

Состав новообразованных минералов (ортит, оксид/карбонат редких земель), барит свидетельствует о том, что обогащение происходило в результате флюидной проработки.

При оценке возможного состава метасоматизирующего флюида, по мнению автора работы необходимо учесть следующие факты:

1. Флюидное воздействие привело к обогащению, но не разрушению или замещению пироксенов, что вероятно указывает на существенную долю углекислоты во флюиде.

2. Формирование сульфатов (барит), вероятно, одновременно с магнетитовой каймой вокруг фрагментов разрушающихся сульфидных зерен, а также оксидов редких земель свидетельствует об окислительном характере флюида.

3. Обогащенность флюида барием, легкими редкими землями и, вероятно, калием свидетельствует о его щелочном характере и является косвенным признаком, указывающим на его связь со щелочным магматизмом. К аналогичному выводу пришел и С.Скублов при анализе метасоматического обогащения цирконов из миаскитового лампроита [8].

Интенсивность флюидного воздействия и, соответственно, степень изменения пород была резко неоднородной, как в пределах интрузии в целом, так и в пределах ее отдельных участков. Наибольшим изменениям подверглись породы, расположенные вблизи от интрузивных контактов, в том числе и особенно в зоне магматических брекчий, и в зонах тектонических нарушений.

Поскольку, как это было отмечено выше, во вмещающих породах при удалении от массива на расстояние свыше 200 м следов наложенной метасоматической переработки не наблюдается, можно допустить, что данное метасоматическое событие связано с внедрением и кристаллизацией умереннощелочных магм.

Автор выражает признательность С.Г.Симакину и Е.В.Потапову (ЯФ ФТИАН) за определение концентраций редких и рассеянных элементов в пироксенах, а также А.В.Коваленко - за определение концентраций редких и рассеянных элементов в слюдах.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов НШ-3533.2008.5, МК 407.2008.5, и субсидии правительства Санкт-Петербурга.

Литература

1. Глебова-Кульбах Г.О., Лобач-Жученко С.Б., Пинаева Н.И., Борисова К.Д. Граниты Южной Карелии // Граниты Кольского полуострова и Карелии. Труды ЛАГЕД. 1963. Вып.15. Л.: Изд-во Академии наук СССР. С.161–334.
2. Иваников В.В. (1997а) Архейские сиениты и монцониты Карелии. I // Вестник СПбГУ. Сер.7: геология-география. В.1. № 7. С.11-21.
3. Иваников В.В. (1997б). Архейские сиениты и монцониты Карелии. II // Вестник СПбГУ. Сер.7. Вып.4 (№ 28). С.3-15.
4. Lobach-Zhuchenko, S.B., Rollinson, H.R., Chekulaev, V.P. et al. (2005). The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin. Lithos 79, 107-128.
5. Лобач-Жученко С.Б., Роллинсон Х., Чекулаев В.П., Гусева Н.С., Арестова Н.А., Коваленко А.В. (2007). Геология и петрология архейского высококалиевого и высокомагнезиального Панозерского массива Центральной Карелии // Петрология. Т.15. № 5. С.493-523.
6. Лобач-Жученко С.Б., Саватенков В.М., Коваленко А.В., Чекулаев В.П., Гусева Н.С. Геохимия и изотопия (Sr, Nd, Pb) пород и минералов архейского Панозерского массива (Карелия): к характеристике состава его мантийного источника // Геохимия, в печати.
7. Скублов С.Г., Лобач-Жученко С.Б., Гусева Н.С., Гембицкая И.М., Толмачева Е.В. (2008). Геохимия цирконов из архейских лампроитов Панозерского комплекса (Центральная Карелия) // Всероссийский семинар Геохимия магматических пород. Научная школа Щелочной магматизм Земли.
8. Скублов С.Г., Лобач-Жученко С.Б., Гусева Н.С., Гембицкая И.М., Толмачева Е.В. Распределение редкоземельных и редких элементов в цирконах из миаскитовых лампроитов панозерского комплекса Центральной Карелии / Геохимия. В печати.

Ю.В.Денисова

udenisova@geo.komisc.ru, ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

ОСОБЕННОСТИ ЭЛЕМЕНТОВ – ПРИМЕСЕЙ АКЦЕССОРНОГО ЦИРКОНА ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Геохимические особенности кристаллической структуры циркона отражают физико-химические изменения, происходящие в среде минералообразования, что позволяет получить больше информации о включающей минерал породе.

Автором проведены микрондовые исследования акцессорного циркона из гранитоидных массивов Приполярного Урала (Кожимского, Бадьянского, Яротского, Тыногодского, Николайшорского).

Поскольку гафний - постоянный элемент в этом минерале, его повышенное содержание может свидетельствовать о позднемагматическом и пегматитовом характере генерации циркона. Кроме того, на основе цирконий-гафниевого отношения, зависящего от состава породы, можно выделить два типа парагенезисов цирконов кристаллического основания коры - сиалического (гранитоидного) и мафического (базальтоидного).

Так, для циркона из гранитоидных массивов Приполярного Урала: в центральных частях его кристаллов средняя величина ZrO_2/HfO_2 находится в диапазоне от 46 до 53; в периферических частях кристаллов циркона среднее содержание гафния больше, а величина ZrO_2/HfO_2 меньше, чем в его центральных частях, и в среднем составляет от 39 до 44.

Содержание таких элементов, как уран и торий во многом определяется их количеством в материнских породах. Присутствие U в кристаллических цирконах гранитоидов, в отличие от Th, который встречается преимущественно в метамиктных цирконах, устойчиво.

В акцессорных цирконах рассмотренных массивов присутствуют слабые следы данных элементов - примесей.

Учитывая, что содержание тантала в цирконах увеличивается в гранитах поздних фаз, отношение Nb/Ta в акцессорном цирконе из пород генетически связанных серий гранитоидов так же, как и отношение ZrO_2/Hf_2 , используется для выяснения вопросов о происхождении пород.

Содержание редкоземельных элементов в цирконе является индикатором генезиса вмещающей его породы. Обычно редкие земли представлены Y, реже La, Ce.

Наибольшее содержание данных элементов-примесей характерно для цирконов Николайшорского гранитоидного массива, в редких зернах – для цирконов Бадьяуского массива.

Ю.С.Егорова

ax-ox-yx@mail.ru, ИГГД РАН, С.-Петербург

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ИЗОТОПНОМ СОСТАВЕ Nd В АПАТИТАХ АРХЕЙСКИХ САНУКИТОИДНЫХ ЭЛЬМУССКОЙ И ШАРАВАЛАМПИНСКОЙ ИНТРУЗИЙ

В настоящее время существует достаточно много работ по изучению геологического строения и геохимии архейских умереннощелочных интрузий, но среди них лишь единичные исследования посвящены изучению их изотопного состава. В то же время это направление открывает дополнительные возможности для изучения вопросов эволюции этих уникальных магматических серий и формирования их обогащенного мантийного источника, то есть процессов метасоматоза мантии в архее. В данной работе представлены первые результаты исследования Sm-Nd системы в апатитах из пород двух умереннощелочных интрузий - Эльмусской и Шаравалампинской.

Эльмусский (ЭМ) и Шаравалампинский (ШМ) массивы располагаются в Центральной Карелии в пределах одной субмеридиональной тектонической зоны “восточного пояса санукитоидов” [6].

ЭМ расположен в 3 км от пос.Эльмус в пределах древнего Водлозерского домена и прорывает метабазальты Семченского зеленокаменного пояса и гнейсо-граниты. Массив представляет собой изометричное тело размером порядка $\approx 10 \times 5$ км, вытянутое в северо-восточном направлении.

Породы интрузии, в основном, и представлены кварцевыми монцонитами на 60-80% сложенными анти- и мезопертитовым полевым шпатом, который и обуславливает порфиоровую структуру пород. Пространство между зернами полевого шпата выполнено амфиболом и биотитом. Акцессорные: кварц, карбонат, сфен, ортит, апатит, магнетит. Вторичные: актинолит, альбит, цоизит, эпидот, микроклин. Лишь небольшая северная часть площади массива занята монцонитами, и эпидотизированными горнблендитами. Большинство контактов горнблендитов с монцонитами тектонические. В приконтактных зонах наблюдается рассланцевание и частичное окварцевание пород; с этими зонами связано развитие сульфидной минерализации. Большинство зон тектонических нарушений и рассланцевания имеют СВ простирание - параллельное контактам интрузии.

Геохимический состав кварцевых монцонитов достаточно однороден. Вариации SiO_2 находятся в пределах 61.6-63.3%. Для всех пород ЭМ характерны высокие содержания щелочей и несовместимых элементов при высокой магнезиальности ($\#mg > 0.6$). Как и другие санукитоиды, породы ЭМ содержат большие количества Sr, Ba, легких РЗЭ. Для них характерны низкие отношения Rb/Sr (в основном < 0.10), резко фракционированное распределение лантоноидов ($La_N/Yb_N = 58-84$), отсутствие Eu-аномалии и тренд уменьшения содержания РЗЭ с увеличением SiO_2 .

Возраст массива определен U/Pb методом по цирконам из кварцевого монцонита и составляет 2742 ± 6 млн лет [4].

ШМ расположен в километре к востоку от пос. Шалговара. Массив подробно описан в работе [3]. Интрузия представляет собой вытянутое в СВ направлении тело размером 3×1.5 км и имеет многофазное строение. Первая фаза представлена амфиболитизированными габбро-пироксенитами ($SiO_2 = 41.5-49.5\%$), на 70-90% сложенными Nb (в отдельных образцах встречается до 10% CPx), до 10% Vt, акцессорные: Ap,

Mgt, Sph. Вторая фаза – монцодиориты ($\text{SiO}_2=52-57.5\%$) на 40-60% состоят из Pl, Hb – 10-20%, Bt – 10-20%, акцессорные: Ap, Sph. Завершающая фаза представлена сиенитами (SiO_2 58-64%) с порфировой структурой за счет анти- и мезапегритового полевого шпата (10-20%), основная масса породы сложена Pl – 60-75%, Hb – до 15%, Bt – до 5%, акцессорные: Ap, Mgt, Sph. Наблюдается увеличение лейкократовости сиенитов при удалении от контакта с пироксенитами. Вторичные изменения одинаково проявлены во всех типах пород и выражены в развитии Act, Ep и сосюритизации Pl. Для всех пород ШМ свойственно обогащение Sr, Ba и легкими РЗЭ, соизмеримое с обогащением других санукитоидных интрузий. Магнезиальность пород слабо зависит от содержания SiO_2 и в среднем составляет 0.52.

Апатит является характерным акцессорным минералом для всех типов пород обоих массивов. Поскольку апатит изменен менее других минералов и пород он является наиболее надежным объектом для получения точной информации об изотопном составе мантийного источника и времени его обогащения (метасоматоза мантии).

Апатит во всех типах пород ЭМ и ШМ встречается в виде двух генераций: мелкие включения в амфиболе и самостоятельные более крупные зерна в матрице породы.

Результаты изотопного анализа и их обсуждение

Был проанализирован Sm-Nd изотопный состав 4 образцов апатита и вмещающих пород (по 2 из каждого массива). Полученные результаты приведены в табл.1. Полученные значения $\epsilon_{\text{Nd}}(2.74)$ для пород в целом ЭМ и ШМ (1.3-1.6) находятся чуть ниже линии эволюции деплетированной мантии. Исследованные образцы апатиты содержат высокие концентрации легких РЗЭ и имеют пониженное Sm/Nd. Высокие концентрации РЗЭ в породах массивов ($\text{Nd} > 40\text{ppm}$) делают их Sm-Nd систему малочувствительной к ассимиляции наиболее вероятным коровым материалом - тоналитами или метатолитами, содержащими сравнительно мало РЗЭ ($\text{Nd} < 20\text{ppm}$). Поэтому, полученные данные считаются характеристикой источника и интерпретируются как обогащение мантийного источника анализируемых пород незадолго до его частичного плавления. Такой же вывод был сделан и для большинства других санукитоидных интрузий Центральной Карелии [5].

Таблица 1

Изотопный состав апатитов и вмещающих их пород ЭМ и ШМ

N обр	Порода/ минерал	Sm, ppm	Nd, ppm	Sm/Nd	$^{147}\text{Sm}/$ ^{144}Nd	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	± 2	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(2.74)$	T DM, De Paolo
<u>Эльмус</u>										
188	Кв монцонит	13	90	0.14	0.0872	0.510742	9	-37.0	1.6	2769
188	Апатит	149	1005	0.15	0.0899	0.510731	6	-37.2	0.5	2846
29	Кв монцонит	14	95	0.15	0.0890	0.510755	4	-36.7	1.3	2795
29	Апатит	162	1044	0.15	0.0936	0.510819	2	-35.5	0.9	2821
<u>Шаровалампи</u>										
323	Монцодиорит	12	72	0.17	0.1039	0.511104	3	-31.2	1.6	2780
323	Апатит	101	464	0.22	0.1312	0.511525	3	-21.7	1.4	2811
310	Пироксенит	49	280	0.18	0.1058	0.511071	3	-30.6	1.5	2786
310	Апатит	53	287	0.19	0.1126	0.511175	4	-28.5	1.1	2820

Значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ для апатитов из пород ЭМ и ШМ отличаются несколько пониженны (0.5-1.4) по сравнению с породами, из которых они были выделены, а, следовательно, имеют более древние модельные возраста источника. Такая же тенденция отмечается и для апатитов и пироксенов из пород Панозерского массива [1]. Это может быть связано с изменением Sm-Nd состава породы за счет привноса Nd в результате воздействия некоторого более позднего процесса, которым не был затронут апатит. Из этого предположения следует, что формирование метасоматизированного источника и его последующее плавление разнесены во времени на больший интервал, чем это следует из TDM_{Nd} породы в целом.

Можно предположить, что нарушение Sm-Nd системы породы в целом связано со свекофенским тектоно-термальное событием с возрастом ~1900 млн лет. Изотопный анализ C^{13} и O^{18} карбоната, ассоциирующего с апатитом в породах ЭМ отвечает мантийным значениям. Датировка в 2700 млн лет, содержащих карбонат метасоматитов и расположенных вблизи ЭМ [2], позволяет отнести этот процесс к архейскому времени.

Полученные предварительные данные лишь позволяют поставить новые задачи для дальнейшего исследований, в ходе которых планируется продолжить изучение изотопного состава Nd, а также Sr в апатитах и других минералах из пород архейских умереннощелочных интрузий, что, возможно, позволит получить более надежные данные для решения поставленных проблем.

Литература

1. Лобач-Жученко С.Б., Саватенков В.М., Коваленко А.В., Чекулаев В.П., Гусева Н.С. Геохимия и изотопия (Sr, Nd, Pb) пород и минералов архейского Панозерского массива (Карелия): к характеристике состава его мантийного источника // Геохимия. В печати.
2. Лохов К.И., Егорова Ю.С., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А., Гусева Н.С., Астафьев Б.Ю. Изотопный состав углерода и кислорода карбонатов из архейских санукитоидных интрузий Карелии: к проблеме мантийного флюида // Региональная геология и металлогения. Вып.36. Санкт-Петербург, 2008.
3. Слюсарев В.Д., Кулешевич Л.В., Павлов Г.М., Лавров М.М., Земцов В.А. Субщелочной магматизм района Сяргозеро // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.5. Петрозаводск, 2002.
4. Bibikova E., Petrova A. & Claesson S. The temporal evolution of sanukitoids in the Karelian Craton, Baltic Shield: an ion microprobe U-Th-Pb isotopic study of zircons // Lithos. 2005. V.79. P.129-145.
5. Kovalenko, A.V., Clemens, J.D., and Savatzenkov, V.M. Sm-Nd and Rb-Sr isotopic data on the sanukitoid intrusions of Karelia, Baltic Shield: implications for their genesis and lithospheric evolution // Lithos. 2005. V.79. P.147-160
6. Lobach-Zhuchenko, S.B., Rollinson, H.R., Chekulaev, V.P., et al. The Archaean sanukitoid series of the Baltic Shield: geological setting, geochemical characteristics and implications for their origin // Lithos. 2005. V.79. P.107-128.

Я.Н.Железинская

yadviga25@mail.ru, АФ МГТУ, Апатиты

ЭВОЛЮЦИЯ ОКСИДОВ ЖЕЛЕЗА И ТИТАНА В ЯТУЛИЙСКОЕ ВРЕМЯ НА ПРИМЕРЕ II ВУЛКАНИЧЕСКОЙ И III ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩ ПЕЧЕНГСКОЙ СТРУКТУРЫ

В настоящей работе автором представлены результаты полевых исследований, проведенных в рамках международного проекта FAR-DEEP (Fennoscandian Arctic Russia – Drilling Early Earth Project) под руководством профессора В.А.Мележика в Северном Печенгском комплексе в летний период 2007 г. Объектом исследования являлись вулканические породы II (куэтсьярвинской) и осадочные породы III (коласйокской) толщ. Эти породы имеют ятулийский возраст (2.0-2.2 млрд лет), который является частью так называемого Переходного периода, во время которого, по данным работы [3], отмечалось увеличение количества кислорода в атмосфере Земли. Многие авторы выделяют возрастной этап 2.0-2.2 млрд лет - время появления первых субщелочных пород с повышенным содержанием железа в окисной форме и титана; появление первых красноцветов связано с увеличением кислорода в атмосфере [1,2]. С позиций одновременности и синхронности этих событий окисление верхней мантии и накопление красноцветов в этот период трудно объяснить.

Основная цель представленной работы - это исследование эволюции минеральных парагенезисов оксидов железа и титана в период от излияния вулканитов, через осадкообразование и до поствулканических и постседиментационных процессов (метаморфических, гидротермальных). Образцы изучались с использованием оптического микроскопа в минералогической лаборатории КНЦ РАН при участии Нерадовского Ю.Н. (г.Апатиты) и сканирующего электронного микроскопа LEO-32 в Норвежской геологической службе с участием Мележика В.А. и Лепланда А. (г.Тронхейм).

Результаты проведенных исследований представлены на эволюционной схеме образования минералов железа и титана (рис.1).

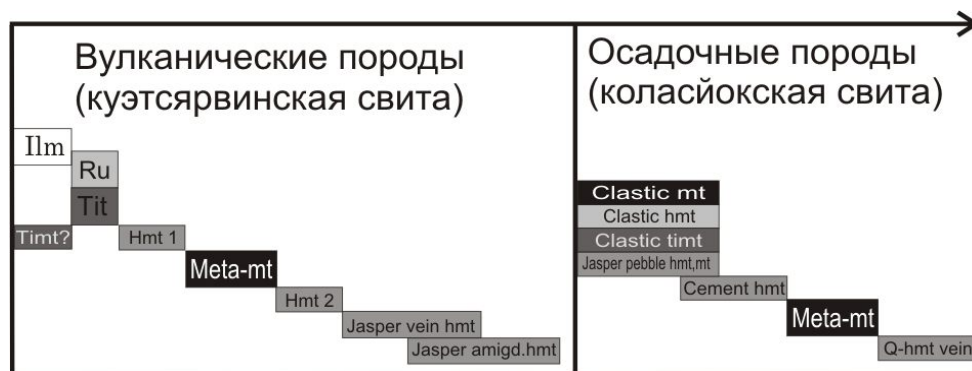


Рис.1. Эволюционная схема последовательности образования окислов железа и титана (построена Железинской Я.Н.)

К вулканической толще этой схеме отнесены породы: метатрахибазальты, метатрахиандезитобазальты, метадациты, метаандезитодациты. Породообразующие минералы: актинолит, плагиоклаз, эпидот, хлорит. Рудные минералы (рис.2, фото 1): ильменит, гематит, магнетит, рутил, титанит, халькопирит (*Chpy*) и пирит (*Py*). Породы содержат миндалины яшмы и яшмовые жилы, обогащенные гематитом.

В результате исследований, было выявлено, что самый ранний магматический минерал в вулканической куэтсъярвинской толще (рис.2, фото 2) – ильменит (*Ilm*), по которому развивается титанит (*Tit*) и рутил (*Ru*). Крупные кристаллы титанита могут образовывать цепочки (рис.2, фото 3). Ранней фазой можно считать титаномagnetит (*Timt?*) со структурами распада твердых растворов (основанием для выделения стали находки обломков в вышележащих вулканогенно-осадочных породах (рис.2, фото 4).

Наличие гематитовых полос (*Hmt 1*), которые широко представлены в верхней части вулканической толщи (рис.2, фото 5), говорит о высоком окислительном потенциале глубинных растворов и, возможно, свидетельствует о так называемом окислительном мантийном событии. Гематит этой генерации образовался после образования кристаллов титанита (рис.2, фото 6). В результате метаморфизма железа, которое выносилось из гематита, частично привносилось гидротермальными глубинными растворами в метакристаллы магнетита (*Meta-mt*), которые нередко образуют цепочки зерен (рис.2, фото 7), что свидетельствует о существовании на этом этапе восстановительных условий. Иногда в кристаллах магнетита находятся включения титанистых фаз (рис.2, фото 8). Магнетит замещается гематитом (*Hmt 2*), образуя мартит (рис.2, фото 9), что говорит о смене условий на окислительные, особенно это проявлено в нижней части толщи.

В гидротермальную стадию растворы (рис.2, фото 10), богатые кварцевым веществом и окисным железом, образовывали яшмовые жилы с неправильными выделениями гематита (*Jasper vein hmt*). В результате циркуляции древних подземных вод, в кавернах и пустотах вулканических пород отлагались вещества, растворенные в них, и образовались яшмовые миндалины, в которых железо присутствует только в виде Fe^{3+} . Здесь гематит (*Jasper amigd.hmt*) образует характерные почковидные текстуры (рис.2, фото 11 и 12).

Перерыв вулканической деятельности привел к разрушению ее продуктов и образованию осадочных пород коласйокской толщи, представленные аркозовыми метапесчаниками, метаалевролитами, метагравелитами, метаконгломератами, доломитами с яшмовидными выделениями пород. Главные минералы этих пород – кварц, микроклин, карбонаты, плагиоклаз и серицит. В крупнообломочных осадках встречаются гальки, представленные яшмами, которые рассматриваются как переработанные миндалины, и жилы из подстилающих вулканитов, описанные выше. Рудные минералы: главный - гематит, в резко подчиненном количестве - магнетит.

Продуктами разрушения являются: кристаллы магнетита (рис.2, фото 13) - первая фаза (*Clastic mt*), которые сохраняются в нижней части осадочной толщи; окатанные обломки гематита (*Clastic hmt*, рис.2, фото 14), но, возможно это продукт эксгальционнной стадии; обломки титаномagnetита со структурами распада твердых растворов (*Clastic timt*) (рис.2, фото 4 и 15).

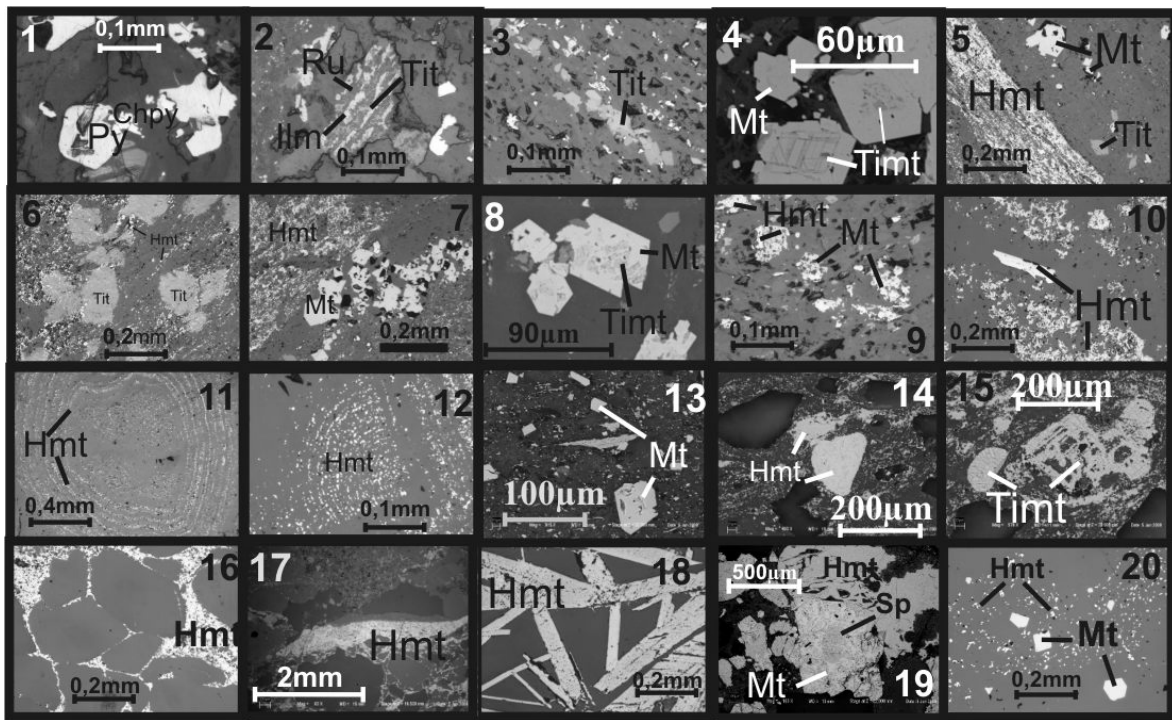


Рис.2. Фотографии анилифов: 1 - зерна пирита и халькопирита в базальте, 2 - замещение ильменита титанитом и рутилом в базальте, 3 - титанитовые жилы в даците, 4 - кристаллы магнетита и решетчатая структура и включения титаномагнетита в конгломерате, 5 - гематит, магнетит, титанит в андезито-даците, 6 - замещение титанита гематитом в базальте, 7 - кристаллы магнетита и зерна гематита в андезит-дацитовой лавобрекчии 8 - включения титанистых фаз в кристаллах магнетита в трахиандезитодаците, 9 - мартитизация в даците, 10 - гематитовые образования в яшмовой жиле в даците, 11 - гематитовая минерализация в яшмовой миндалине, 12 - почковидная текстура в яшмовой миндалине, 13 - кристаллы магнетита в метаалевролите, 14 - окатанный гематитовый обломок в м/з песчанике, 15 - титаномагнетит со структурами распада твердых растворов, 16, 17 - гематитовая корочка в метагравелите, 18 - кристаллы гематита в кварц-гематитовой жиле, 19 - метакристалл магнетита с зародышем Fe-Cr-Mn шпинели в метаконгломерате (образец Мележика В.А.), 20 - метакристаллы магнетита и зерна гематита в гальке яшмы
 Фото 1, 2, 3, 5, 6, 7, 9, 10, 11, 12, 16, 18, 20 сделаны в минералогической лаборатории КНЦ РАН Нерадовским Ю.Н. и Железинской Я.Н. на оптическом микроскопе в || николях; фото 4, 8, 13, 14, 15, 17, 19 сделаны на сканирующем электронном микроскопе LEO-32 Железинской Я.Н. в лаборатории Норвежской геологической службы

При интерпретации полученных данных установлена значительная роль эксгальционнных процессов, в результате которых образовались: гематитовый цемент (*Cement hmt*, рис.2, фото 16) (когда растворы, богатые Fe^{3+} , могли проникать в пористые осадки и из них осаждалось железо) и гематитовые корочки (рис.2, фото 17), образующиеся в мелководных условиях, а затем перенесенные водными потоками в бассейны седиментации. В результате гидротермальной деятельности осадочные породы секутся кварц-гематитовыми жилами (*Q-hmt vein*). Здесь вытянутые крупные кристаллы гематита правильной формы (рис.2, фото 18).

Вторая фаза магнетита в осадочной толще – это метаморфический магнетит *Meta-mt*, образующийся, когда осадки погружались на глубину, и условия изменялись на восстановительные. Основанием для выделения второй фазы стала находка включений Fe-Cr-Mn шпинели в образцах Мележика В.А., которые являлись зародышами для метакристаллов магнетита (фото 19).

Гальки яшм, которые считаются продуктами разрушения, перемыва и отложения яшмовых жил и миндалин, содержат, кроме гематита, кристаллы магнетита (*Jasper pebble hmt,mgt*, рис.2, фото 20). Однако, в самих жилах и яшмовых прослоях был обнаружен только гематит. Возможно, за появление галек яшм с кристаллами магнетита ответственна другая генерация жил.

Выводы

1. Повышенное содержание окислов Fe^{3+} в постстивулканическую стадию может говорить о глубинной природе окислительного потенциала (эндогенный процесс). В то же время увеличение кислорода в атмосфере способствовало окислению железа Fe^{3+} на поверхности, и в осадках это проявляется широким распространением красноцветов (экзогенный процесс). Эти процессы происходили почти синхронно, что может говорить о тесной связи увеличения количества кислорода в атмосфере с явлением, названным окислительным мантийным событием.

2. От вулканитов до осадков прослеживается в составе окислов железа присутствие в значимых количествах такого элемента как титан. Возможно, он участвовал в окислительном процессе.

Литература

1. Мележик В.А. Седиментационные и осадочно-породные бассейны раннего протерозоя. СПб.: Наука, 1992. С.197.
2. Предовский А.А., Федотов Ж.А., Ахмедов А.М. Геохимия Печенгского комплекса (метаморфизованные осадки и вулканиты). Л.: Наука, 1974. С.139.
3. Melezhik V.A., Fallick A.E., Hanski E.J., Kump L.R., Lepland A., Prave A.R. and Strauss H. Emergence of the aerobic biosphere during the Archean-Proterozoic transition: Challenges of future research // GSA Today, 2005. V.15, N 11. P.4-11.

Г.С.Золотарева

akcessoriy@mail.ru, ВГУ, Воронеж

ОБ ИЗМЕНЕНИИ КРИСТАЛЛОХИМИИ ЦИРКОНА В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ПАВЛОВСКОГО ВЫСТУПА ВКМ⁴)

Многочисленными исследованиями [1,4,5,6] доказано, что при корообразующих процессах происходит концентрация устойчивых россыпеобразующих минеральных фаз и частичное изменение их химического состава, которое проявляется в различной степени для различных минералов в зависимости от зрелости корообразования. Под этим углом зрения нами была изучена минеральная акцессорная минерализация на примере пород Павловского выступа (Шкурлатовский карьер).

Акцессорные минералы в гранитоидах главной фазы павловского комплекса ранее детально изучались В.В.Ильяшом и А.Е.Звонаревым [3]. В порядке распространенности, указанными авторами назывался следующий ряд минералов: магнетит, сфен, лейкоксен, апатит, эпидот, циркон, ильменит. Рутил, гематит, графит, дистен, хромит и ортит встречаются спорадически. Крайне редко обнаруживаются зерна монацита, флюорита, галенита, молибденита и халькопирита.

В цирконе гиацинтового типа светло розового цвета наблюдаются следы частичного растворения особенно в изометричных кристаллах. В 50% зерен наблюдается зональность, в 10% кристаллов наблюдаются соотношения «зерно в зерне». Для цирконов характерны газовой-жидкие включения. Более крупные цирконы, как правило, более трещиноваты.

По данным В.В.Ильяша и А.Е.Звонарева [3] в гранитоидах павловского комплекса, обогащенных реститом, выделяется до шести разновидностей (типов) цирконов, в том числе метасоматический, метаморфогенный, вулканогенный и детритовый. По нашим данным в пределах Павловского выступа набор разновидностей, судя по гистограммам коэффициента удлинения, также соответствует шести, однако, на наш взгляд, их природа связана не с контаминацией, а с особенностями становления пород главной фазы, как, например, было установлено для гранитоидов Даховского кристаллического массива Западного Кавказа [1].

Цирконы (табл.1), изученные на микронзондовой установке (Camebax Microbeam, аналитик Куликова И.М) в ИМГРЭ, имеют нормальный химический состав. Содержание SiO_2 колеблется от 32.31 до 33.21% (среднее 32.78%), ZrO_2 - от 64.07 до 66.26% (среднее 65.17%). Содержание ThO_2 изменяется от 0 до 0.09%, UO_2 - от 0 до 0.16%, сумма редких земель - от 0.01 до 0.24%.

⁴Воронежский кристаллический массив.

Таблица 1

Химический состав цирконов гранитоидов павловского комплекса

Точка	1	2	3	4	5	6	7	8	Ср. зн
SiO ₂	32.93	32.57	32.31	32.38	32.88	32.95	33.21	33.04	32.78
Y ₂ O ₃	0	0.03	0	0.04	0.05	0.12	0.07	0.09	0.05
ZrO ₂	66.04	66.26	65.51	64.76	65.41	64.07	64.74	64.55	65.17
ThO ₂	0	0.02	0	0.09	0	0.02	0.06	0.08	0.03
CaO	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0	0.01	0.01
TR ₂ O ₃	0.20	0.01	0.16	0.19	0.19	0.17	0.02	0.24	0.15
HfO ₂	1.01	0.95	0.86	1.02	1.02	0.7	0.97	1.08	0.95
UO ₂	0	0.16	0.1	0.13	0	0	0.1	0.01	0.06
Al ₂ O ₃	0.02	0.05	0.01	0.01	0.02	0.05	0.05	0	0.03
Fe ₂ O ₃	0.03	0	0	0.01	0.02	0.08	0	0.03	0.02
Сумма	100.2	100.1	98.97	98.64	99.61	98.19	99.22	99.13	99.26

По гранитоидам павловского комплекса развивается кора выветривания мощностью от 30-40 см до 1.5-2.5 м. В зоне корообразования гранитоиды интенсивно каолинитизированы, что свидетельствует о проявлении третьей (кислой сиалитной) стадии корообразования.

Изучение акцессорных минералов из коры выветривания показало, что в их составе доминируют минералы электромагнитной фракции (~50%), в меньшей степени - магнитной (20%) и тяжелой немагнитной (30%) фракций.

Циркон в коре выветривания бледно розового, реже золотистого цвета, как правило, гиацинтового, реже цирконового типов, часто уплощенной формы, зонального строения, часто содержащий газовой-жидкие и минеральные включения (биотит). Кристаллы в различной степени трещиноваты. Кроме прозрачных розоватых кристаллов, на долю которых приходится порядка 80%, встречаются зеленоватые, полупрозрачные кристаллы с пониженным двупреломлением. По коэффициенту удлинения, отмечаются пять ярко выраженных пиков частоты встречаемости с тремя слабо выраженными отскоками. Наиболее распространены цирконы с коэффициентом 1.5 и 2.0, менее развиты цирконы с коэффициентов удлинения 2.2; 2.5; 2.7-2.8.

В результате изучения химического состава циркона из коры выветривание (табл.2), нами выделено три типа: 1) нормальный циркон (SiO₂=32.59%; ZrO₂=64.58%); 2) циртолит с умеренно пониженными содержания (среднее значение SiO₂=29.49%; ZrO₂=58.97%); и 3) с резко пониженным содержаниями главных окислов (SiO₂=21.32%; ZrO₂=53.06%).

Таблица 2

Химический состав цирконов коры выветривания по гранитоидам павловского комплекса

Точка	Циркон	Циртолит 1			Сред. зн. по цирт 1	Циртолит 2		Сред. зн. по цирт 2
	1	2	3	4		5	6	
SiO ₂	32.59	27.57	31.2	29.61	29.46	21.07	21.56	21.32
Y ₂ O ₃	0.04	1.18	0.49	0.57	0.75	3.11	2.95	3.03
ZrO ₂	64.58	57.24	60.46	59.2	58.97	52.48	53.64	53.06
ThO ₂	0	0.17	0.06	0.27	0.17	0.48	0.79	0.64
CaO	0	1.1	0.73	0.77	0.87	1.76	3.02	2.39
TR ₂ O ₃	0.19	0.87	0.27	0.26	0.47	1.31	1.66	1.49
HfO ₂	0.89	1.06	0.82	1.42	1.1	1.05	0.9	0.98
UO ₂	0.19	0.17	0.08	0.23	0.16	0.47	0.45	0.46
Al ₂ O ₃	0	0.54	0.31	0.13	0.33	1.15	0.57	0.86
Fe ₂ O ₃	0.01	0.57	0.36	0.17	0.37	0.72	0.84	0.78
Сумма	98.49	90.47	94.78	92.63	92.63	83.6	86.38	84.99

Сравнение составов цирконов из гранитоидов и коры выветривания показывает, что в процессе корообразования часть цирконов была подвержена процессу циртолитизации. Это касается наиболее крупных цирконов поздней генерации, характеризующихся повышенной трещиноватостью. При изучении цирконов под микроскопом циртолитизация выражается в появлении зеленоватого цвета,

снижении блеска и уменьшении двупреломления. При этом меняется не только типоморфический облик части зерен циркона, но и их кристаллохимия. Изменение кристаллохимии выражается в снижении содержаний SiO_2 и ZrO_2 , в некотором увеличении CaO , UO_2 , ThO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O_3 и, прежде всего, H_2O до величин более 10%.

Таким образом, по сравнению с коренным источником сноса в коре выветривания отмечаются значительные изменения кристаллохимии цирконов. На возможность подобных процессов указывалось и для Украинского щита [7].

Литература

1. Золотарева Г.С., Ненахов В. М. Акцессорные минералы и типоморфизм цирконов гранитов Даховского кристаллического массива (Западный Кавказ) // Вестн. ВГУ. сер. Геол. 2006. № 1. С.39-44.
2. Ильяш В.В. К методике использования химического состава цирконов в петрологии метаморфических пород // Вестн. Воронеж ун-та. Сер. геологическая. 1999. № 7. С.128-133.
3. Ильяш В.В., Звонарев А.Е. Типоморфные особенности циркона и других акцессорных минералов гранитоидов главной фазы павловского комплекса ВКМ как петрогенетические индикаторы // Вестн. ВГУ. сер. Геол.. 2001. № 12. С.140-148.
4. Савко А.Д., Бугельский Ю.Ю., Новиков В.М., Слукин А.Д., Шевырев Л.Т. Кобы выветривания и связанные с ними полезные ископаемые. Воронеж: Истоки, 2007. 355 с.
5. Сиротин В.И. Закономерности визейского бокситообразования (на примере КМА и других провинций Русской платформы). Дис. д-р г-м н. Воронеж, 1988. Т.1. 353 с.
6. Шило Н.А. Учение о россыпях: Теория россыпеобразующих рудных формаций и россыпей. Изд.2-е. перераб. и доп. Владивосток: Дальнаука, 2002. 576 с.
7. Эльянов М.Д. Россыпные месторождения коры выветривания и связанных с ней отложений Украинского щита. Вестн. Воронеж. ун-та. Серия геологич. 1998. № 6. С.123-131.

Е.В.Климова¹, М.В.Никитина²

¹katya_kli@list.ru, ИГГД РАН, С.-Петербург; ²chevkr12@gmail.com, СПбГУ, С.-Петербург

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЗАИМООТНОШЕНИИ АРХЕЙСКОГО ФУНДАМЕНТА И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА В М.ЯНИСЬЯРВИНСКОЙ СТРУКТУРЕ (С.ПРИЛАДОЖЬЕ, КАРЕЛИЯ)

Вопросы геологического строения и тектонического развития Раахе-Ладожской зоны до настоящего времени являются предметом острых дискуссий. Традиционно эта крупная геологическая структура рассматривалась как протогеосинклиналь (Салоп, 1982). А.П.Светов (1992) описывал ее как фрагмент раннепротерозойского осадочно-вулканогенного протоплатформенного чехла на архейском фундаменте. Современные представления о протерозойском разрезе Свеко-Карельской зоны постулируют платформенный характер отложений нижнего карелия, преимущественно ятулия в составе как его нижней, существенно кварцитовой, так и верхней, терригенно-карбонатной части (Глебовицкий и др., 2005).

В результате проведенных работ авторами была составлена схема геологического строения для западного берега оз.М.Янисьярви масштаба 1:5000 (рис.1) и изучены разновидности пород фундамента и палеопротерозойского осадочного чехла. Среди пород фундамента были выделены: мигматизированные гнейсо-плагиограниты, плагиограниты, и граниты. Мигматизированные гнейсо-плагиограниты и плагиограниты были объединены в одну разновидность – гнейсо-плагиограниты, поскольку мигматизация проявлена локально. Граниты приурочены к зоне контакта с палеопротерозойским осадочным чехлом. Их контакт не четкий, граниты прорывают гнейсо-плагиограниты в виде мигматитовых жил, постепенно замещая их. Породы архейского фундамента перекрываются протерозойскими метаосадочными породами, которые представлены кварцито-песчаниками с линзами полимиктовых конгломератов и гравелитов. Все породы прорваны телами габбро-амфиболитов.

Гнейсо-плаггиограниты образуют среди мигматизированных пород локальные участки и сложены плаггиоклазом, округлыми зернами кварца и слюдой. Плаггиоклаз (An-20%) присутствует в виде зерен размером ~1 мм. Слюда встречается в виде пластинчатых зерен мусковита (~10% от объема породы) и биотита с неровными, «изъеденными» краями (~7% от объема породы).

Граниты представляют собой средне-, крупнозернистую кристаллическую породу (размер зерен 3–5 мм) розового цвета, сложенную полевыми шпатами, слюдой и кварцем. Кварц составляет до 35% объема породы. Полевые шпаты представлены микроклином и плаггиоклазом. Розовато-красные кристаллы микроклина составляют ~35% от объема породы. Плаггиоклаз (An-20%) в породе присутствует в виде кристаллов различного размера от 0.1 до 2 мм и составляет 20% от объема породы. Слюда, встречающаяся в породе, представляет собой прозрачные игольчатые кристаллики мусковита (до 10% от объема породы).

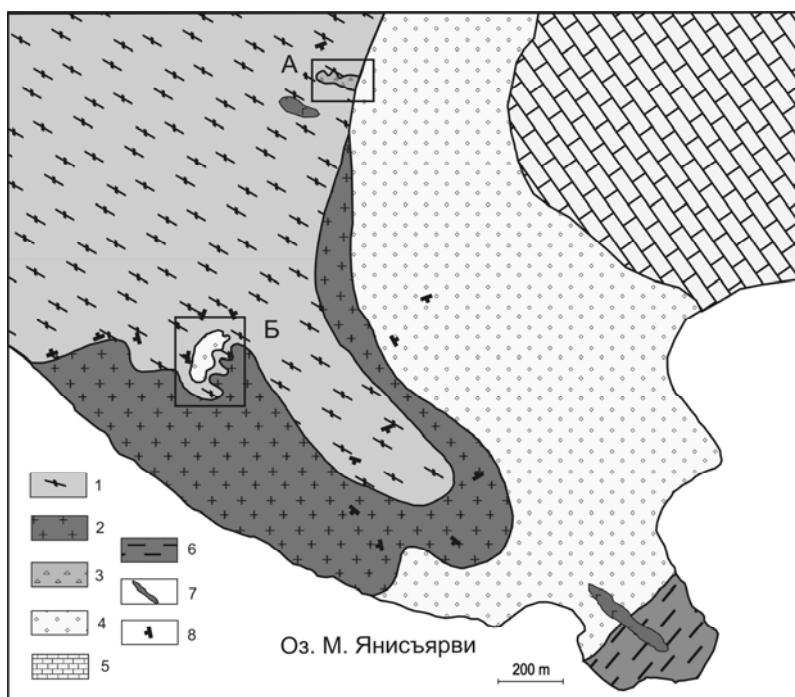


Рис.1. Схема геологического строения северного берега оз.М.Янисьярви (С.Приладожье). Составлена при участии М.В.Никитиной, Н.В.Матреничева, Н.А.Алфимовой.

Условные обозначения. Архей: 1 – гнейсо-плаггиограниты, 2 – граниты. Протерозой: 3 – элювиальная брекчия. Ятулий: 4 – конгломераты, гравелиты, песчаники, кварцито-песчаники, 5 – сланцево-карбонатные породы, 6 – карбонатно-сланцевые породы, 7 – габбро-амфиболиты, 8 – элементы залегания. Прямоугольниками обозначены детали участки: А - детальный участок «Велосипедный», Б - детальный участок «Десять рублей».

На границе пород фундамента с карельскими образованиями широко развиты зоны выветривания гранитоидов. Изучение строения древних разрезов по зонам выветривания проводилось на двух детальных участках «Велосипедный» и «Десять рублей» (рис.1). В пределах детальных участков переход от пород фундамента к коре выветривания постепенный, без резких границ.

На детальном участке «Велосипедный» кора выветривания развивается по мигматизированным гнейсо-плаггиогранитам. В строении разреза коры выветривания можно выделить три зоны – зону физической дезинтеграции пород, зону элювиальной брекчии и глинистую зону (зону кварц-серицитовых сланцев) [1].

В зоне физической дезинтеграции пород происходит сглаживание характерной для субстрата мигматитовой полосчатости, дробление пород на остроугольные обломки различного размера. Минеральный состав пород и соотношение минералов при этом практически не изменяются, но в крупных кристаллах полевых шпатов наблюдаются трещины и сколы, возникшие при физической дезинтеграции породы. По этим трещинам развивается мелкозернистый слюдистый агрегат. В зоне элювиальной брекчии неокатанные обломки пород и минералов составляют более 50% объема породы и цементируются материалом субстрата. В этой зоне практически все зерна плаггиоклаза,

находящиеся в породе, замещены мелкозернистым агрегатом серицита. Зерна кварца характеризуются волнистым погасанием и более мелкими, чем в неизменном субстрате, размерами. Зона максимальных преобразований субстрата в настоящий момент сложена агрегатом мелкозернистого серицита с незначительным количеством обломков материнских пород и резорбированных зерен кварца. Непосредственный контакт пород архейского фундамента и вышележащих ятулийских метапесчаников скрыт четвертичными отложениями.

В пределах детального участка «Десять рублей» кора выветривания развивается по плагιοгранитам. Начальная степень изменения пород проявляется в образовании разноориентированных трещин, разбивающих породу на блоки. Трещины заполнены мелкозернистым преимущественно слюдястым материалом. Эта зона определяется нами, как зона начальной физической дезинтеграции пород субстрата. Выше по разрезу количество трещин, заполненных слюдястым материалом, увеличивается, порода теряет целостность и постепенно переходит в элювиальную брекчию. Элювиальная брекчия сложена неокатанными, угловатыми обломками плагιοгранитов, сцементированными мелкозернистым материалом кварц-серицитового состава. Размер обломков варьирует от 5 до 15 см. Количество цемента вверх по разрезу увеличивается от 30 до 60%. Цемент представлен мелкозернистым агрегатом кварца и серицита. В цементе зерна кварца, мелкие, размером 0.5-1 мм. В отличие от детального участка «Велосипедный» зона максимальных химических преобразований на этом участке не наблюдается в виде отдельного выдержанного горизонта, но встречается в виде отдельных линзовидных прослоев, состав которых аналогичен составу цемента элювиальной брекчии. Количество серицита в линзовидных прослоях достигает 65%. Мощность таких прослоев 10-15 см.

В основании стратифицированных образований платформенного чехла залегают кварцито-песчаники с линзами полимиктовых конгломератов и гравелитов. Размер обломков в конгломератах от 1 до 6 см (преобладают обломки 2-3 см). Гальки в основном кварцевые (до 60%), но встречаются обломки гранитоидов и метагаббро.

Крупные тела кварцито-песчаников, залегающие на коре выветривания в виде эрозионных останцов, зафиксированы на детальном участке «Десять рублей». Кварциты представлены среднезернистой массивной породой серо-зеленого цвета. Порода преимущественно кварцевого состава (~80% объема породы) с небольшим содержанием обломков кристаллов полевого шпата и слюды. Зерна кварца окатанные, грязно-белого цвета с жирным блеском, размером до 3 мм. На участке встречаются кварцевые конгломераты серо-зеленого цвета. Основная масса в этих породах представлена плохо окатанными мелкими зернами кварца, в ней встречаются крупные плохо окатанные обломки кристаллов полевого шпата, замещенные серицитом.

Наиболее выветренные горизонты древних кор выветривания в М.Янисъярвинской структуре характеризуются схожим минеральным составом. В этих образованиях резко преобладают кварц и серицит. Кварц представляет собой остаточный материал субстрата, а серицит является результатом метаморфических преобразований агрегата глинистых минералов, существенно иллитового состава [2]. Результаты геолого-петрографического изучения строения коры выветривания свидетельствуют о том, что в основании протерозойского осадочного чехла развиты коры выветривания глинистого типа [3].

В пределах изученных детальных участков характер гипергенных изменений однотипный, несмотря на различия субстрата. Данная особенность позволяет предположить, что формирование кор выветривания происходило вследствие единого процесса и в одно и то же время на всей изученной территории.

Разрезы кор выветривания исследованы не только в зоне непосредственного контакта с перекрывающими породами, но и на значительном удалении от них. В пределах изученных гипергенных образований отсутствуют выдержанные стратифицированные горизонты. Таким образом, геологическое строение участков карельского фундамента, подвергшихся гипергенным изменениям, свидетельствует о сложном, расчлененном характере палеорельефа древней эрозионной поверхности.

В основании стратифицированных образований платформенного чехла залегают породы, подвергшиеся значительной осадочной дифференциации, а отложения характерные для сейсмически активных зон отсутствуют. Таким образом, М.Янисъярвинская структура представляла собой шельфовую область пассивной континентальной окраины.

Литература

1. *Алфимова Н.А.* Геологическое строение и химический состав палеопротерозойских кор выветривания Карелии. Сборник статей молодых ученых ИГГД РАН. СПб., 2008. В печати.
2. *Михайлов Б.М.* Рудоносные коры выветривания. 1986. 236 с.
3. *Климова Е.В., Матреничев В.А.* Минеральный состав глинистых отложений пещер. Баку, 2007. 208 с.

Д.И.Корпечков

korpechkov@yandex.ru, ИГЕМ РАН, Москва

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СОСТАВОВ МИНЕРАЛОВ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ МЕХАНИЗМОВ МИГМАТИЗАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ АПОАМФИБОЛИТОВЫХ МИГМАТИТОВ НИГРОЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ, СЕВ. КАРЕЛИЯ)

Мигматиты являются закономерной составной частью глубокометаморфизованных комплексов пород. Большинство исследователей в настоящий момент признают полигенность мигматитов, и для определения их генезиса мигматитов используют комплекс признаков. Важную роль при этом играют данные по составу минералов.

Согласно современным представлениям (например, [4]) можно выделить 4 элементарных механизма мигматизации: метаморфическая дифференциация, метасоматоз, частичное плавление и магматическая инъекция, причем при реализации каждого из отмеченных механизмов составы минералов в новообразованных лейкосоме и меланосоме по отношению к протолиту изменяются по-разному. При метаморфической дифференциации не происходит образования новых минеральных парагенезисов, поэтому состав одноименных минералов лейкосомы и меланосомы не должен значительно различаться. При частичном плавлении, как показывают данные экспериментов [3], темноцветные минералы реститов (отвечающих меланосоме) обогащаются, по сравнению с одноименными минералами протолита, магнием, а плагиоклаз – кальцием, при этом в лейкосоме должен наблюдаться более кислый плагиоклаз и более железистые темноцветные минералы. Метасоматоз, в том случае, если он приводит к появлению мигматитов, отвечает по своей химической направленности гранитизации (привнос кремнезема и щелочей, вынос оснований). При этом из системы происходит преимущественный вынос магния по отношению к железу, в силу чего железистость одноименных минералов как в лейкосоме, так и меланосоме будет выше, чем в протолите. Наконец, при магматической инъекции, состав минералов как в лейкосоме, так и меланосоме может быть любой, однако оценки температур образования минеральных парагенезисов для лейкосомы и меланосомы будут отличаться, в то время как для первых трех случаев они должны быть близки. Указанные простые механизмы образования мигматитов могут реализовываться совместно, что следует учитывать при расшифровке генезиса этих сложных образований.

Проиллюстрируем возможность использования составов минералов мигматитов для выявления механизмов образования этих пород на примере апоамфиболитовых мигматитов Нигрозерской структуры (Беломорский подвижный пояс, Северная Карелия). Многие аспекты геологии, петрографии, геохимии и минералогии этого объекта освещены в работах автора ([1,2] и др.). Остановимся в данном сообщении лишь на некоторых, наиболее распространенных в пределах структуры, породах – неизменных амфиболитах, перекристаллизованных меланократизированных амфиболитах, кварц-гранат-амфиболовых меланократовых породах (по [1,2] – меланократовые породы первого типа) и ранних лейкократовых породах (по [1,2] – лейкократовые породы первого типа). Петрография и геологические взаимоотношения этих пород детально описаны в [1,2]. Здесь лишь отметим, что неизменные амфиболиты по геологическим данным являются исходными для всех апоамфиболитовых пород структуры, причем выделяются как гранатовые, наиболее распространенные, амфиболиты, так и безгранатовые, которые встречаются существенно реже и в данном сообщении не рассматриваются (это представляется важным, так как появление или исчезновение в породе граната существенно влияет на составы других минералов – в настоящем сообщении речь пойдет только о гранатосодержащих парагенезисах!). Меланократизированные амфиболиты и меланократовые породы могут

рассматриваться как меланосома мигматитов (причем меланократовые породы геологически более поздние и развиваются по меланократизированным амфиболитам), лейкократовые породы по сути представляют собой лейкосому мигматитов.

Особенности состава минералов из отмеченных пород показаны на рис.1-3. Как видно, амфиболы и гранаты из меланократизированных амфиболитов, по сравнению с одноименными минералами из неизменных гранатовых амфиболитов, являются более магниезиальными, а плагиоклаз – более основным. Амфиболы и гранаты из лейкократовых пород в среднем, наоборот, несколько более железисты по сравнению с темноцветными минералами неизменных амфиболитов (хотя поля составов перекрываются), а плагиоклаз в них несколько более кислый. Это указывают на то, что меланократизированные амфиболиты являются реститами, возникшими при частичном плавлении неизменных амфиболитов, а лейкократовые породы – продуктом кристаллизации новообразованных расплавов. Расчеты баланса вещества [1,2] показывают, что плавление сопровождалось привнесом в систему кремнезема, т.е., по сути, метасоматозом, однако для меланократизированных амфиболитов этот процесс практически не оказал влияния на состав минералов.

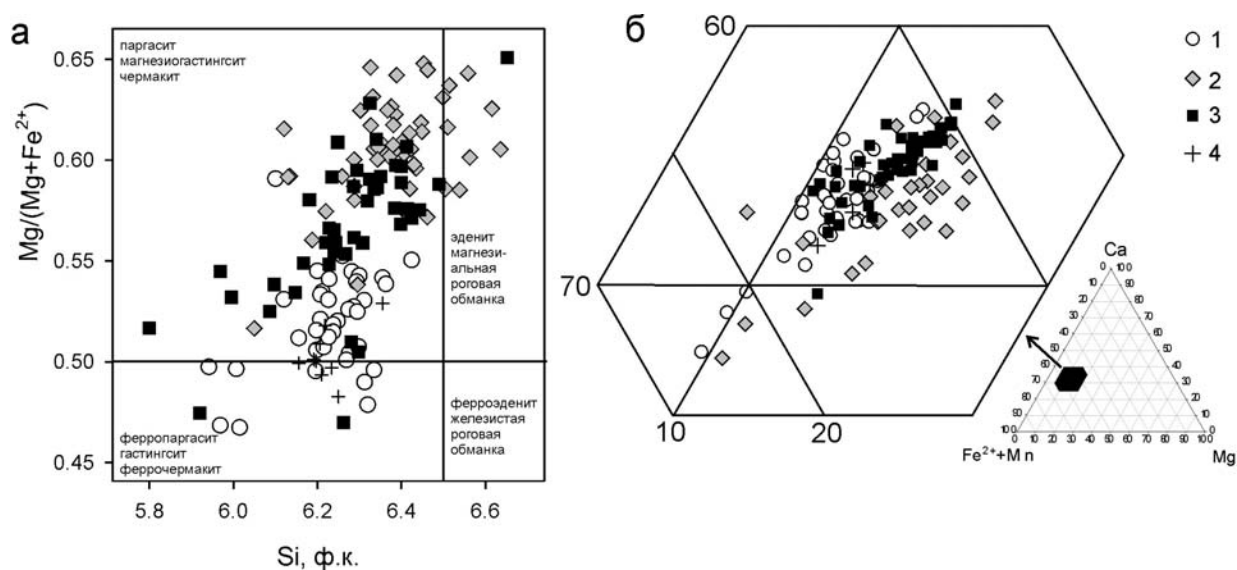


Рис.1. Состав амфибола (а) и граната (б) в породах Нигрозерской структуры:

1 – в неизменных гранатовых амфиболитах; 2 – в меланократизированных амфиболитах;
3 – в меланократовых породах (первого типа); 4 – в лейкократовых породах (первого типа)

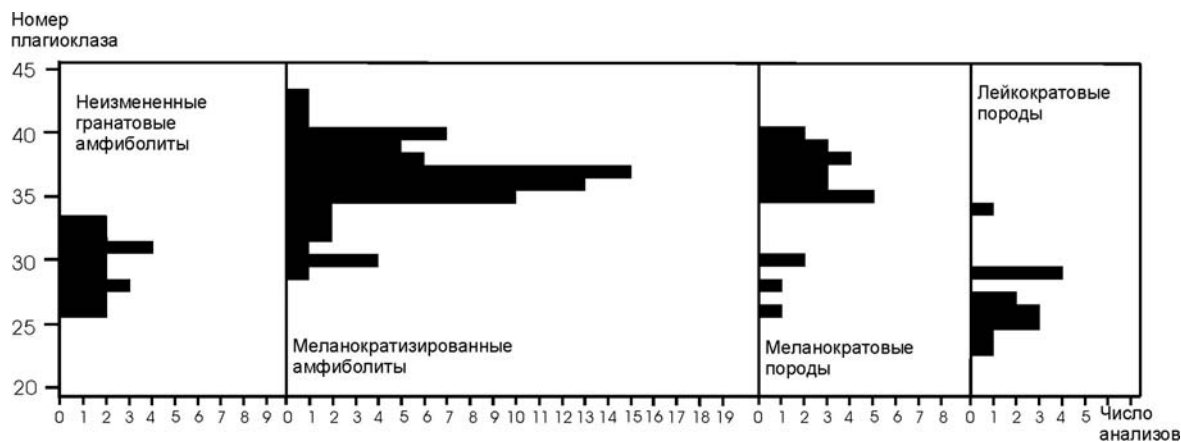


Рис.2. Состав плагиоклаза в породах Нигрозерской структуры

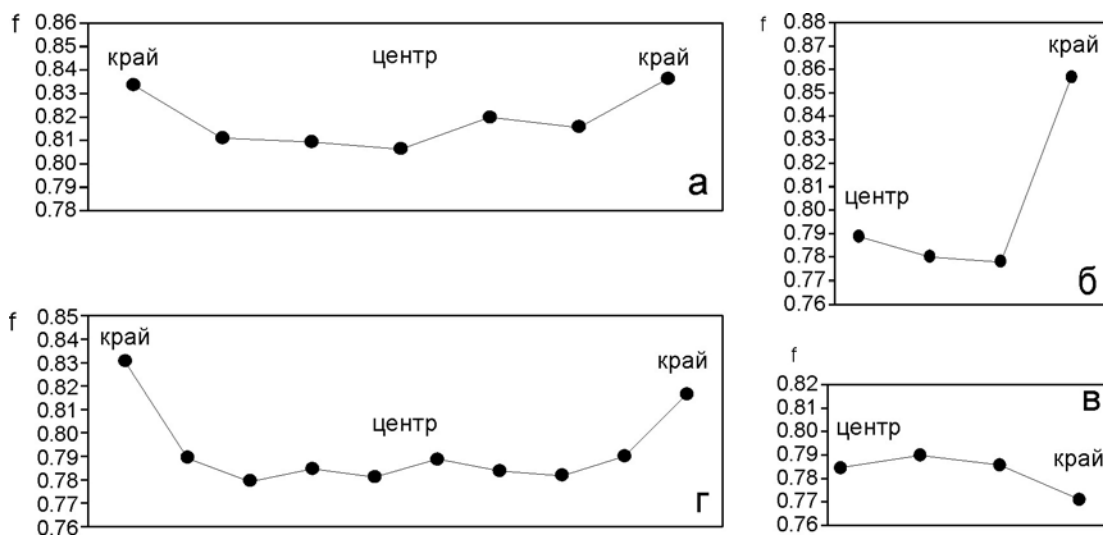


Рис.3. Изменение железистости ($f=Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$) в гранатах из различных пород Нигрозерской структуры:
 а – из неизменных амфиболитов (шл. 739); б, в – из меланократизированных амфиболитов (шл. 635); г – из меланократовых пород (первого типа – шл. 729)

Темноцветные минералы меланократовых пород, по сравнению с одноименными минералами меланократизированных амфиболитов, оказываются более железистыми. Очевидно, здесь изменение состава минералов контролируется уже не частичным плавлением породы, а усиливающейся метасоматической проработкой, которая приводит к преимущественному выносу из минералов магния относительно железа. Плагноклаз в этих породах реликтовый и унаследован от меланократизированных амфиболитов.

Закономерности изменения химического состава минералов при мигматизации отчетливо проявляются и исследовании зональности отдельных минеральных зерен, в частности, граната (рис.3). В гранатах из меланократизированных амфиболитов четко выделяется участок, на котором от центра к краю зерна происходит устойчивое снижение железистости минерала, что, по-видимому, отвечает росту граната за счет частичного плавления амфиболита. В неизменных амфиболитах зональность гранатов неотчетливая (за исключением краевой части зерен), в меланократовых породах – также неотчетливая и разнонаправленная, что, вероятно, связано с не вполне установившимся равновесием граната с другими минералами и изменением условий во время роста минеральных зерен. Увеличение железистости в краевых частях зерен для всех пород, очевидно, связано с переуравновешиванием минералов при остывании породы.

Температуры образования неизменных амфиболитов, меланократизированных амфиболитов и меланократовых пород оказываются в целом близки и, по данным минеральной термобарометрии, составляют около 630-650°C. Дальнейшая эволюция процесса мигматитообразования приводит к перемещению новообразованных расплавов, которое сопровождалось флюидно-магматическим взаимодействием и метасоматозом [1,2], что определило появление в пределах Нигрозерской структуры широкого разнообразия апоамфиболитовых пород.

Литература

1. Корпечков Д.И. Апоамфиболитовые мигматиты Нигрозерской структуры, Беломорский подвижный пояс. Статья 1 и 2 // Изв. вузов. Геология и разведка. 2008. № 2. С.25-30. № 3. С.27-32.
2. Корпечков Д.И. Петрология апоамфиболитовых мигматитов и сопряженных метасоматитов Центрально-Беломорской мафической зоны, Северная Карелия (на примере Нигрозерской структуры). Автореф. канд. дис. М., 2008. 32 с.
3. Ходоревская Л.И. Экспериментальное исследование гранитообразования по породам основного состава. Автореф. докт. дис. М., 2006. 40 с.
4. Мигматиты. Под ред. Дж.Р.Эшуорта. М.: Мир, 1988. 344 с.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ПОРОД ГРАНУЛИТОВЫХ И ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ПРИСАЯНСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В юго-западной части фундамента Сибирской платформы выделяется два докембрийских краевых выступа - Присаянский и Енисейский. Присаянский (Шарыжалгайский) выступ является наиболее крупным. В нем выделяются блоки: юго-восточный Иркутский, центральный – Жидойский, северо-западный – Китойский и Булунский [2]. В пределах Иркутского и Жидойского блоков доминируют породы гранулитовой фации шарыжалгайской серии, Китойского – китойской, метаморфизованные в условиях от гранулитовой до амфиболитовой фаций и Онотского зеленокаменного пояса, степень метаморфизма которого меняется от амфиболитовой до зеленосланцевой фации [4].

До настоящего времени для региона актуальными задачами геологических исследований являются: установление существования стратификации в пределах гранулитовых и зеленокаменных структур; выявление различий и сходств между одинаковыми породами разной степени метаморфизма для проведения корреляций и определение геодинамических обстановок формирования; обоснование выделения блоков (древних террейнов) в пределах Присаянского выступа фундамента Сибирской платформы. Объектом настоящего исследования явилась сравнительная петрографическая характеристика пород основного состава гранулитовых и зеленокаменных комплексов Присаянского выступа.

Породы гранулитовой фации слагают Прибайкальскую гранулит-гнейсовую область и представлены шарыжалгайской и китойской сериями [4]. В литературе преобладает мнение о том, что китойская серия залегает выше шарыжалгайской. В шарыжалгайской серии резко доминируют породы основного состава - габбро, габбро-нориты метагаббро, двупироксеновые плагиосланцы и плагиогнейсы, а глиноземистые сланцы и гнейсы, мраморы развиты ограниченно. Наибольшим распространением эта серия пользуется в Иркутском и Жидойском блоках, где достаточно четко выделяется две возрастные группы: 1) наиболее древние мезоархейские – гранулитовой (двупироксеновые плагиосланцы, эндербиты) и амфиболитовой (амфиболиты и биотитовые плагиогнейсы) фаций; 2) более поздние неархейские ультраметагенные мигматиты и граниты; 3) палеопротерозойские плагиосланцы, граниты, чарнокитоиды. Возраст пород гранулитовой фации шарыжалгайской серий по данным изохронного Rb-Sr метода составляет 3.4-3.7 млрд лет, а U-Pb методом по детритовым цирконам – 3.3-3.4 млрд лет [7]. Нижняя возрастная граница позднеархейского этапа метаморфизма составляет 2557-2649, а возраст раннепротерозойского гранулитового метаморфизма – 1853-1866 [5].

В китойской серии шире представлены гнейсы и карбонатные породы, а доля основных сланцев не превышает 30%. Китойская серия доминирует в Китойском блоке.

В строении зеленокаменных комплексов в Восточно-Саянской гранит-зеленокаменной области [4] выделяют: 1) породы инфраструктуры – тоналит-трондьемитовые гнейсы комплекса основания и амфиболиты; 2) породы супраструктуры, образующие Онотский, Таргозойский зеленокаменные пояса. Для трондьемитов онотского комплекса U-Pb методом по цирконам был получен возраст – 3250 млн лет [1], позже для тоналитов этим же методом - 3287±8 млн лет. Значения (Rb/Sr)₀ ТТГ укладываются в диапазон – 0.699-0.701, характерный для древнейших ТТГ Земли [4]. Наиболее поздними являются пегматиты и гранит-пегматиты с возрастом 1860 млн лет. Основные породы представлены во всех свитах Онотского зеленокаменного пояса.

Отмечаются различия в степени метаморфизма и распространённости пород в различных частях китойской серии. Метаморфические породы китойской серии в бассейне рек Онот и Малая Белая, левобережья р.Китой представлены умеренно- и высокоглиноземистыми плагиогнейсами с пластами двупироксеновых плагиосланцев и плагиогнейсов, кальцитовых (реже доломитовых) мраморов, кварцитогнейсов, мономинеральных и магнетитовых кварцитов. Степень метаморфизма пород метаморфического этапа соответствует гранулитовой фации, а ультраметаморфического этапа – амфиболитовой, т.е. преобразования осуществлялись на регрессивном этапе. Возраст формирования ультраметагенных гранитоидов составляет 2535±7 млн лет [6]. Породы китойской серии развитые

в районе Китайского силлиманитового месторождения по набору (широкое распространение мраморов и силлиманитсодержащих гнейсов, почти полное отсутствие основных пород), их петрогеохимическим особенностям, степени регионального метаморфизма амфиболитовой фации и прогрессивной (проградной) – высокотемпературной направленности ультраметаморфических преобразований (P-T параметры гранулитовой фации) отличаются от пород китайской серии из бассейна рек Онон и Малая Белая, левобережья р. Китой, что указывает на их формирование в разных обстановках.

Основные породы гранулитовых и зеленокаменных комплексов по своим петрогеохимическим характеристикам соответствуют базальтоидам и габброидам. На диаграмме Куно (рис.1) точки составов для высоко и низкометаморфизованных основных пород Присаянского краевого выступа не дают обособленных полей, а совпадая, образуя общую область в полях пижонитовой, высокоглиноземистой базальтовой и щелочной серий с преобладанием толеитовых базальтов над щелочными, особенно в зеленокаменных комплексах. Формирование протолита преимущественно осуществлялось в океанической и островодужной обстановках, а на заключительных стадиях в активной континентальной окраине или внутриплитной обстановке. По геохимическим данным (высокие содержания Ba, Sr, Zr, LREE) отмечаются породы шошонитового ряда. Для Китайского блока характерно присутствие только высокоглиноземистых и щелочных базальтоидов и отсутствие пижонитовых серий. Это свидетельствует о правомочности выделения китайской серии и соответственно Китайского блока. В то же время в базальтоидах китайской серии, метаморфизованных в условиях гранулитовой фации и китайской серии района Китайского силлиманитового месторождения отмечаются существенные различия по щелочности.

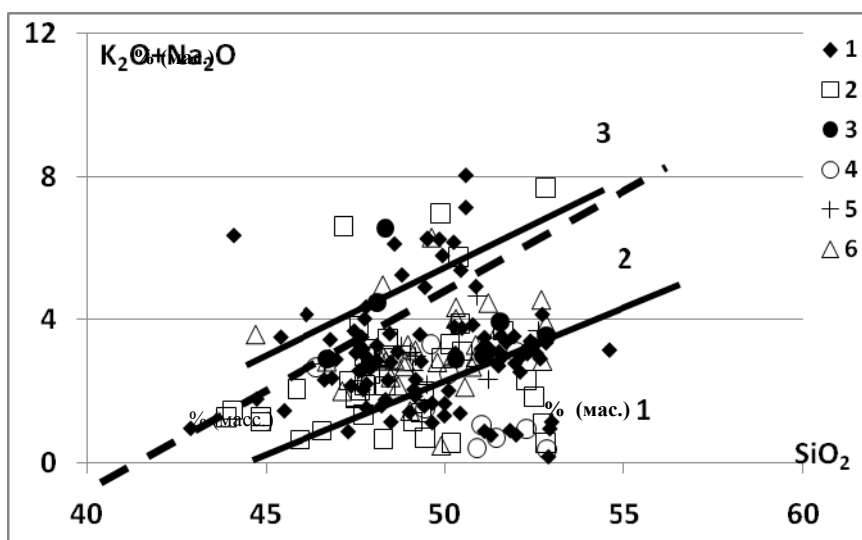


Рис.1. Диаграмма Куно [3] для основных пород. 1 - шарыжалгайской серии Иркутского блока; 2 – черемшанской свиты (китайской серии) и шарыжалгайской серии Жидойского блока; 3 - китайской серии Китайского блока; 4 – Китайского силлиманитового месторождения (китайская серия?); 5 – из массивов тоналит-трондjemитовых гнейсов; 6 – из зеленокаменных поясов

————— 1 - пижонитовая серия и 2 – высоко алюминиевая базальтовая серия; 3 - щелочная серия.
 - - - - - линия разделения толеитовых и щелочных базальтов

На диаграмме Zr-P₂O₅ (рис.2) точки составов основных пород концентрируются в полях 1 и 2, и практически идеально совпадают с полем толеитов океанических и континентальных толеитов.

По характеру распределения REE четко обособляются: примитивные толеитовые океанические metabазальты гранулитовых и зеленокаменных комплексов со слабо фракционированным распределением редких земель (1, 3, 4, рис.3; практически пологий наклон линий на графике); metabазальтоиды гранулитового комплекса островодужных обстановок с умеренно фракционированным распределением REE (линия 1, рис.3); базальтоиды активных континентальных окраин или внутриплитных обстановок с сильным фракционированием REE (линия 2, рис.3).

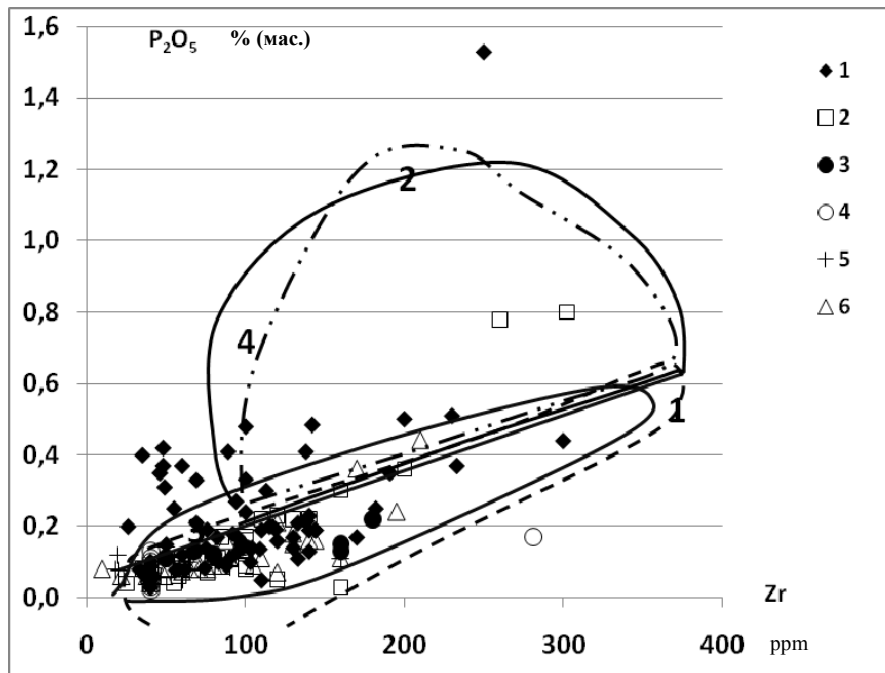


Рис.2. Дискриминационная диаграмма Zr-P₂O₅ (линия на диаграмме разделяет поля щелочных базальтов и толеитов):

1 - океанические толеиты; 2 - океанические щелочные базальты; 3 - континентальные толеиты; 4 - континентальные щелочные базальты. Условные обозначения приведены на рис.1

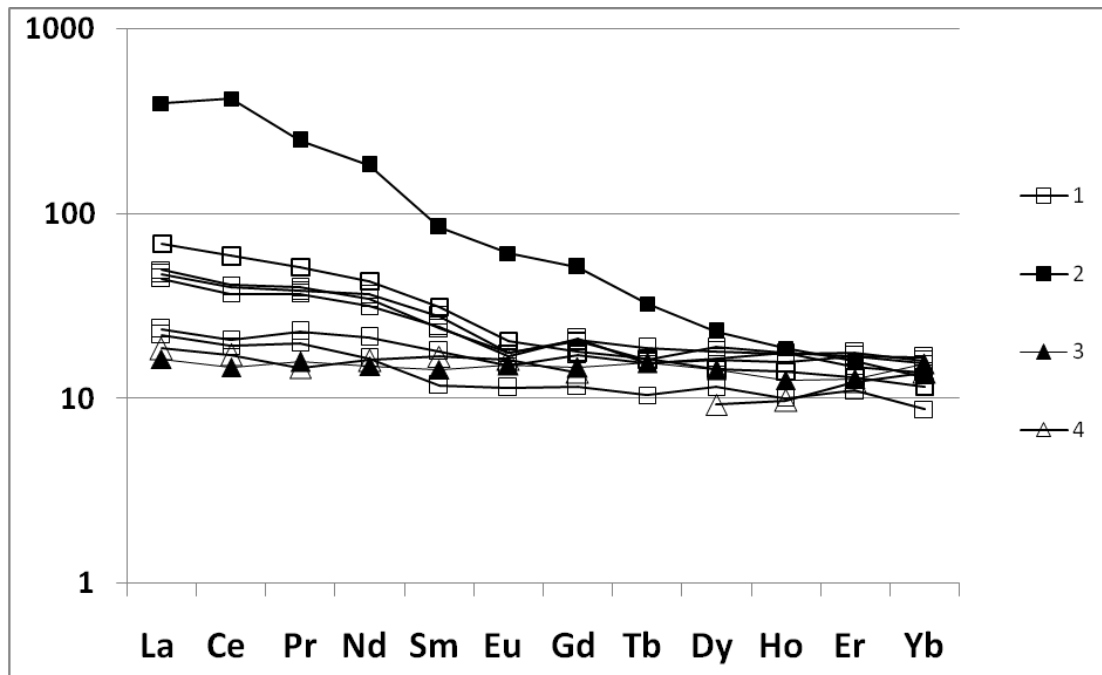


Рис.3. Диаграмма распространения редкоземельных элементов:

1 – двупироксеновые плагиосланцы (±амфибол) шарыжалгайской серии Иркутского блока, 2 - биотит-двупироксеновые сланцы шарыжалгайской серии Иркутского блока (Байкальское железорудное месторождение), 3 - амфиболит Онотского зеленокаменного пояса, 4 - амфиболит включений из тоналит-трондjemитовых гнейсов

Распределение редких элементов (Cr, V, Ni, Co, LREE, Zr, Nb, Ta, U, Th, Ba, Sr) в основных породах гранулитовых и зеленокаменных комплексов Присяянского краевого выступа фундамента Сибирской платформы свидетельствует о присутствии в этих комплексах метабазальтоидов формировавшихся в разных геодинамических обстановках – примитивных океанических, островных дуг и активных континентальных окраин (или внутриплитных). Одной из задач последующих исследований является установление возрастных уровней становления основных пород и достоверное обоснование корреляций между ними.

Литература

1. Бибикова Е.В., Хильтова В.Я, Грачева Т.В. и др. Возраст зеленокаменных поясов Присяянья // ДАН СССР, 1982. Т.267., № 5. С.1171-1174.
2. Грабкин О.В., Мельников А.И. Структура фундамента Сибирской платформы в зоне краевого шва. Новосибирск: Наука. 1980. 90 с.
3. Интерпретация геохимических данных. М.: Из-во: «Интермет инжиниринг». 2001. 288 с.
4. Левицкий В.И., Мельников А.И., Сандимирова Г.П. Эволюция эндогенных процессов в зоне сочленения гранит-зеленокаменных и гранулит-гнейсовых областей (Ю-В Присяянье) // Геодинамические режимы формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса. М.: Изд-во Итермет-Инжиниринг, 2001. С.142-167.
5. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др. Возрастные рубежи высокотемпературного метаморфизма в кристаллических комплексах шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы: результаты U-Pb датирования единичных зерен циркона // Стратиграфия, геологическая корреляция. 2007. № 4.
6. Sklyarov E.V. et al. Principal stages of the Precambrian evolution of the southern margin of the Siberian Craton // Gondwana Research. 2001. V.4. № 4. P.768.
7. Poller U., Gladkochub D.P., Donskaya T.V et al. Timing of Early Proterozoic magmatism along the Southern margin of the Siberian Craton (Kitoy area) // Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences. 2004. V.95. P.215-225.

А.В.Митрохин

mitr@mail.univ.kiev.ua, КНУ, Киев

КОМПЛЕКСЫ АНОРТОЗИТ-РАПАКИВИГРАНИТНОЙ ФОРМАЦИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА

Восточно-Европейская платформа (ВЕП) по праву считается классической областью развития субплатформенных комплексов анортозит-рапакивигранитной формации (АРГФ). История их изучения на Балтийском и Украинском щитах насчитывает не одно столетие. Интерес к загадочной ассоциации гранитов рапакиви с протерозойскими анортозитами автономного типа не ослабевает и поныне. С момента выхода известной монографии [1] прошло 30 лет. Стартовавший в 90-х годах международный проект IGCP-315 продемонстрировал их глобальную распространенность [11]. Новейшие данные изотопной геохронологии показали дискретность проявления магматизма АРГФ с несколькими этапами активизации в возрастном интервале 1.0-1.8 млрд лет [10]. Как следствие, появились идеи о региональных петрографических провинциях АРГФ. Так, в пределах ВЕП выделяют две такие провинции – Украинскую и Прибалтийскую [5], различающиеся не только возрастом комплексов АРГФ, но и временем установления субплатформенного режима, предшествовавшего их внедрению. Анортозит-рапакивигранитные комплексы (АРГК) Украинского щита (УЩ) - одни из самых древних в мире. В отличие от аналогов на Балтийском щите, они характеризуются заметно большим развитием базитовой составляющей. Частные отличия в вещественном составе пород подчеркиваются различиями в металлогенической специализации. Исследования последних лет позволили существенно уточнить петрографический и фациальный состав

отдельных АРГК, а также пересмотреть общий объем формации в пределах УЩ [5,6]. Приведенный ниже краткий обзор дает представление о многочисленных проявлениях АРГФ на УЩ.

Коростенский комплекс Волынского мегаблока УЩ представлен одноименным плутоном, площадью 10400 км². Граниты рапакиви, а также многочисленные разности рапакивиподобных гранитов слагают основной объем Коростенского плутона. Жильные образования гранитоидного состава представлены гранит-порфирами, аплитами и пегматитами. Также выявлены специфические жилы субщелочных альбит-микроклиновых микрогранитов с топазом и литиевыми слюдами. Среди постмагматических образований описаны грейзены, альбититы и фенитоподобные щелочные сиениты. Подчиненные гранитоидам, базиты коростенского комплекса представлены, преимущественно, анортозитами и габбро-анортозитами, формирующими три крупных массива. Находки ксенолитов анортозитов в рапакивиподобных гранитах, а также наличие гранитоидных жил в анортозитовых породах, свидетельствует об относительной древности последних. С габбро-анортозитовыми массивами связаны небольшие дифференцированные интрузии титаноносных габброидов. В области контакта базитов с гранитоидами коростенского комплекса наблюдаются признаки магматического смешения с появлением гибридных пород – монцогаббро, монцодиоритов, монцонитов и сиенитов. С коростенским комплексом ассоциируют рои субщелочных диабазовых даек протерозойского возраста. На севере Коростенский плутон перекрывается овручской вулканогенно-осадочной серией. Палеотипные трахибазальты, трахиандезиты и трахириолиты нижних частей разреза овручской серии рядом исследователей рассматриваются как вулканические аналоги коростенского комплекса. U-Pb изотопный возраст внедрения коростенского комплекса, согласно [3], составляет 1740-1800 млн лет. Вулканыты овручской серии, датированы в 1745-1770 млн лет. Коростенский комплекс интрузирует палеопротерозойский складчатый фундамент, сложенный гнейсами, кристаллосланцами и амфиболитами тетеревской серии, а также гранитами и мигматитами житомирского и шереметьевского комплексов. Вмещающие породы подверглись складчатости, мигматизации и метаморфизму амфиболитовой фации задолго до внедрения плутона, >2000 млн лет назад [8]. В породах коростенского комплекса встречаются ксенолиты и останцы субплатформенных метапесчанников и сланцев пугачевской толщи.

Корсунь-новомиргородский комплекс Кировоградского блока УЩ представлен одноименным плутоном, площадью 5513 км². В отличие от Коростенского плутона, в пределах Корсунь-Новомиргородского широко распространены собственно рапакиви, при незначительной доле рапакивиподобных гранитов. Среди базитов преобладают анортозиты и габбро-анортозиты, образующие четыре крупных массива. Мезократовые нориты, габбро-нориты и габбро играют подчиненную роль. Согласно геологическим данным, внедрение базитов предшествовало интрузии гранитов рапакиви. Характерной особенностью корсунь-новомиргородского комплекса является большее развитие гибридных пород, по сравнению с коростенским комплексом. Дайковые породы корсунь-новомиргородского комплекса представлены субщелочными диабазами. При этом в породах комплекса установлены лишь единичные дайки базитового состава. Вместе с тем, дайковые пояса субширотного и северо-западного простирания известны восточнее и южнее Корсунь-Новомиргородского плутона. U-Pb изотопный возраст пород корсунь-новомиргородского комплекса, согласно [7,8], составляет 1740-1760 млн лет. На севере, западе и юго-востоке плутон прорывает плагиогнейсы ингуло-ингулецкой серии палеопротерозоя, метаморфизованные и мигматизированные в условиях амфиболитовой фации. На восток от плутона широко распространены автохтонные граниты и мигматиты кировоградского комплекса палеопротерозоя, датированного в 2065±20 млн лет. На юге Корсунь-Новомиргородский плутон прорывает гранитоиды новоукраинского комплекса с возрастом 2017±42 млн лет [8]. На небольшом участке вдоль северо-западного контакта плутона развиты амфиболовые гнейсы и кристаллосланцы росинско-тикичской серии архея.

Южно-кальчикский комплекс Приазовского мегаблока УЩ включает два массива – Володарский (170 км²) и Кременевский (160 км²). В отличие от остальных украинских АРГК, в составе южно-кальчикского комплекса, на современном уровне эрозионного среза, преобладают кварцевые сиениты и граносиениты, среди которых различают биотит-амфиболовые и фаялит-авгитсодержащие разности. Субщелочные биотит-амфиболовые граниты распространены меньше. Заметное место занимают субщелочные габброиды и монцониты. Анортозитовые породы – андезиниты, имеют подчиненное значение. Описаны также редкие титаноносные оливиновые мелагаббро, пироксениты и перидотиты. Среди гранитоидов южно-кальчикского комплекса до сих пор не найдены типичные овоидные рапакиви. Однако, граносиениты и субщелочные граниты комплекса, по особенностям минерального и химического состава, а также геохимической

специализации, подобны гранитоидам группы рапакиви, на что уже давно обращали внимание [4]. Химизм главных породообразующих минералов в гранитоидах этого комплекса, согласно [9], также имеет черты, являющиеся индикаторными для породообразующих минералов рапакиви – высокожелезистый состав биотита, феррогастингситовый амфибол, фаялитовый оливин, ферроавгит-феррогенденбергитовый пироксен и так далее. Близость к гранитам рапакиви дополнительно подкрепляется ассоциацией субщелочных гранитоидов южно-кальчикского комплекса с андезинитами, монцонитами и субщелочными титаноносными габброидами. И, наконец, изотопный возраст пород южно-кальчикского комплекса, 1790-1808 млн лет [8], совпадает с возрастом ранних фаз внедрения коростенского комплекса. Интрузии южно-кальчикского комплекса прорывают палеопротерозойский фундамент, сложенный метаморфическими породами центрально-приазовской серии, датированными в 2140 ± 10 млн лет [8].

Реутский (дрокийский) комплекс разбурен на юго-западном склоне УЩ в пределах Днестровско-Бужского мегаблока. В отличие от других проявлений АРГФ УЩ, он полностью перекрыт фанерозойскими осадочными отложениями платформенного чехла и нигде не обнажается на дневной поверхности. Реутский комплекс залегает среди гранитоидов бердичевского комплекса (PR₁bd), а также метаморфических образований днестровско-бужской серии (AR₂db). Комплекс сложен субщелочными биотитовыми и биотит-амфиболовыми гранитами с гастингситом и фаялитом, занимающими площадь более 1200 км². Среди гранитоидов присутствуют порфириовидные разности с мегакристами щелочного полевого шпата, имеющие маргинационную структуру. Мегакристы овоидной формы не установлены. Необычным для гранитов рапакиви, является наличие ориентированных текстур в основной массе, насыщенность ксенолитами вмещающих пород, полное отсутствие ассоциирующих анортозитов, габброидов и монцонитов, а также специфическая аксессуарная минерализация – сфен, турмалин, эпидот. К АРГФ реутский комплекс отнесен условно.

Литература

1. Анортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы / *Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатилов О.А и др.* Л., 1978.
2. *Билан Е.В., Митрохин А.В.* Контактные взаимоотношения пород коростенского комплекса на примере Малинского массива рапакиви // *Вестн. Киевс. ун-та. Геология*, 2005. Вып.33. С.23-26.
3. *Верхогляд В.М.* Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // *Геохимия и рудообразование*, 1995. Вып.21. С.34-47.
4. *Кривдик С.Г., Ткачук В.И.* Петрология щелочных пород Украинского щита. Киев. 1990.
5. *Митрохин А.В.* Анортозит-рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы // *Вестн. Киевс. ун-та. Геология*, 2008. Вып.44. С.53-57.
6. *Митрохин А.В.* Петрографический состав комплексов анортозит-рапакивигранитной формации // *Вестн. Киевс. ун-та. Геология*, 2008. Вып.45. С.62-66.
7. *Шумлянский Л.В., Митрохин А.В., Богданова С.В., Братчук О.М., Якубенко П.Ф.* U-Pb по цирконам изотопный возраст пород Корсунь-Новомиргородского анортозит-рапакивигранитного плутона // *Геолог Украины*, 2008. В печати.
8. *Щербак Н.П., Бартницкий Е.П.* Реперные изотопные даты геологических процессов и стратиграфическая схема докембрия Украинского щита // *Геохимия и рудообразование*, 1995. Вып.21. С.3-24.
9. *Щербаков И.Б.* Петрология Украинского щита. Львов, 2005.
10. *Naapala I., Ramo O.T.* Rapakivi granites and related rocks: an introduction // *Precambrian Research*. 1999. № 95. P.1-7.
11. *Ramo O.T., Naapala I.* One hundred years of Rapakivi Granite // *Mineralogy and Petrology*. 1994. V.52. P.129-185.

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА В ЭКЛОГИТЕ О-ВА СТОЛБИХА, РАЙОН С.ГРИДИНО, БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС

Поскольку первичные флюидные включения в породах эклогитовой фации метаморфизма, как правило, не сохраняются вследствие декрепитации, основным источником информации о флюидном режиме метаморфизма служат минеральные равновесия с участием летучих компонентов. В данной работе обсуждаются находки карбонатов, а также эпидота во включениях в гранате из эклогита о. Столбиха (район с. Гридино, Карелия), позволяющие впервые оценить состав флюида в одном из самых древних эклогитовых комплексов на нашей планете.

Архейские эклогиты на о-ве Столбиха образуют будинированные тела разного размера в толще мигматизированных гнейсов [1]. Протолитом эклогитов являются базиты, которые по петрохимическим особенностям сопоставимы с базит-ультрабазитовым комплексом Центрально-Беломорской мафической зоны. По данным предыдущих исследователей [1] породы испытали прогрессивный метаморфизм от температуры $T = 740^\circ\text{C}$ и давления $P = 14$ кбар до 865°C и 17 кбар.

Эклогит представляет собой массивную мелко-среднезернистую породу с гетеробластовой структурой. Он сложен первичными минералами - гранатом, омфацитом и рутилом. Регрессивные минералы представлены амфиболом (Amf), клинопироксеном (Cpx), плагиоклазом (Pl) и биотитом (Bt), образующими $\text{Amf} \pm \text{Pl} \pm \text{Bt}$ каймы вокруг граната, а также $\text{Cpx} + \text{Pl} \pm \text{Amf} \pm \text{Bt}$ симплектиты по клинопироксену. Гранаты содержат различные минеральные включения: наряду с включениями кварца и омфацита (до 27% мол. % Jd) в них также встречаются доломит, кальцит и эпидот. Включения эпидота и карбонаты находятся преимущественно в центральных частях граната, а кварц и клинопироксен – располагаются по периферии. При этом состав вмещающего граната не изменяется. Включения клинопироксена могут иметь переменное содержание жадеитового минала. Нередко они находятся в сростках с рутилом.

Омфацит в матриксе содержит до 26 мол. % жадеитового минала, в новообразованном пироксене из симплектита содержание жадеитовой молекулы снижается до 8%. Амфибол представлен эденит – паргаситовым твердым раствором, плагиоклаз – олигоклазом (An_{18-30}).

Наличие карбонатных включений и эпидота позволяет оценить состав метаморфического флюида. Для этого были использованы следующие минеральные равновесия с участием летучих:

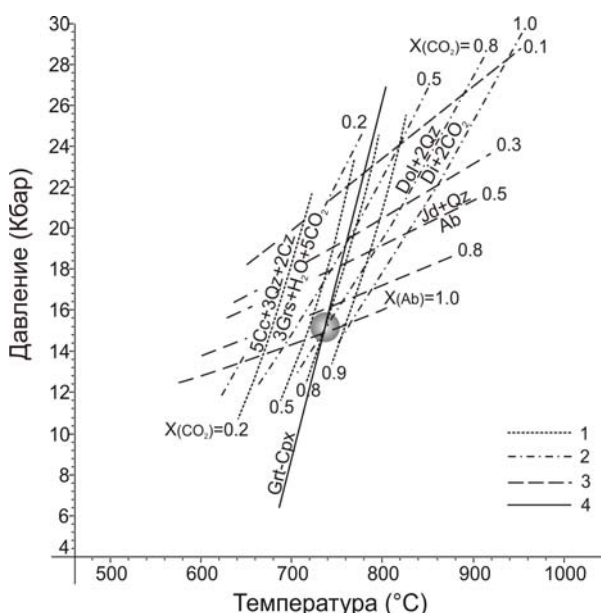


Рис.1. P-T диаграмма с основными минеральными равновесиями в эклогите на пике метаморфизма. Линии:

1 - реакция (1) [3], 2 - реакция (2) [3], 3 - Cpx-Pl-Qz барометр [2], 4 - изо- K_D линия Grt-Cpx термометра [4]. Символы минералов: Ab - альбит, Cc - кальцит, Cpx - клинопироксен, Cz - клиноциозит, Di - диопсид, Dol - доломит, Jd - жадеит, Grt - гранат, Grs - грассуляр, Qz - кварц. $X(\text{CO}_2)$ - мольная доля углекислоты во флюиде, $X(\text{Ab})$ - мольная доля альбита

Для расчета этих равновесий использовалась программа TWQ [3]. Расчеты проводились при фиксированном составе минералов для разных мольных долей воды и углекислоты во флюиде. Пересечение изолиний мольных долей CO_2 во флюиде для двух реакций дает равновесные значения температуры, давления и состава флюида. Пересечение изолиний, удовлетворяющее показаниям гранат-клинопироксенового термометра ($X_{\text{Mg}}^{\text{Grt}}=31$, $X_{\text{Ca}}^{\text{Grt}}=28$, $X_{\text{Mg}}^{\text{Cpx}}=75$) [4] и клинопироксен-плагиоклаз-кварцевого барометра [2] ($X_{\text{Id}}=27$) соответствует $X_{\text{CO}_2} = 0.8$ в водно-углекислом флюиде при $T \sim 740^\circ\text{C}$, $P \sim 15$ кбар (рис.1). Отсутствие карбонатов в матриксе породы, вероятно, отражает обогащение флюида водным компонентом на пике метаморфизма.

Литература

1. *Володичев О.И., Слабунов А.И. и др.* Архейские эклогиты Беломорского Подвижного Пояса, Балтийский щит // Петрология, 2004. С.609-629.
2. *Перчук А.Л.* (1992) Новый вариант омфацит-альбит-кварцевого геобарометра с учетом структурных состояний омфацита и альбита. Докл. АН СССР. 324: 1286-1189.
3. *Berman RG.* Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Canadian Mineralogist. 1991. V.29. P.833-855.
4. *Ravna E.K.* (2000) The garnet-clinopyroxene Fe^{2+} -Mg geothermometer: an updated calibration. J METAMORPH GEOL. 18. P.211-219.

А.А.Новоселов¹, С.А.Силантьев²

¹elevfaniy@rambler.ru, ГЕОХИ, Москва; ²silantyevev@geokhi.ru, ГЕОХИ, Москва

ВОЗНИКНОВЕНИЕ И РАННЯЯ ЭВОЛЮЦИЯ АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

Одним из перспективных подходов к реконструкции геохимических особенностей развития системы литосфера-гидросфера-атмосфера на ранней Земле (первые сотни миллионов лет) является метод термодинамического моделирования. Главная идея проведенного исследования, базируется на представлениях о близости литологического облика примитивной протокоры Земли и характера протекавших при её формировании процессов к таковым в современных океанических бассейнах.

Исследование проводилось с помощью кинетико-термодинамического моделирования на базе программного комплекса GEOCHEQ (база термодинамических констант на основе SUPCRT92) [2].

Процесс моделирования был разбит на четыре этапа (рис.1), воспроизводящих один из возможных сценариев возникновения и ранней эволюции вещественного состава внешних геосфер: дегазация “магматического океана” (1), охлаждение атмосферы и конденсация воды (2), низкотемпературное преобразование кристаллических пород при их взаимодействии с морской водой (3) и средне-высокотемпературное преобразование кристаллических пород при их взаимодействии с гидротермальным флюидом, последующий подъем флюида к поверхности дна и смешение с морской водой (4). В расчетах, имитирующих подводное выветривание коматиитового ложа океана, рассмотрен один и тот же коровый блок, площадь поверхности которого составляет 100 км^2 ; по вертикали блок простирается до глубины, соответствующей давлению в 2 кбар, плотность породы – 3.2 г/см^3 . В настоящей работе используются те же представления о гидродинамике гидротермальной модельной системы, что и изложенные в [6].

Дегазация “магматического океана”

В качестве предельного случая интенсивного плавления на ранних этапах развития планет земной группы рассматривается возможность полного или частичного плавления первичной силикатной мантии. Распространение у поверхности планетных тел обширных зон плавления - “магматического океана” - способствовало интенсивной дегазации магматических расплавов. При дегазации в случае отсутствия кровли над слоем расплава, он теряет практически полностью все свои летучие компоненты. Базальтовый расплав при условии насыщения летучими может содержать 4 мол. % H_2O (0.28 мас. %). [1]. Объем и

компонентный состав выделившихся в атмосферу газов должен был соответствовать концентрации и составу летучих в подвергавшейся плавлению мантии [1]. Количество воды, выделившейся при подобной дегазации, можно рассчитать по формуле: $m_{H_2O}=0.28/99.72 \cdot S \cdot h \cdot \rho_{rock}$, где S – площадь поверхности корового блока, h – мощность этого блока, ρ_{rock} – плотность перидотитового коматиита.

Таким образом, масса воды, выделившейся из рассматриваемого корового блока в ходе дегазации, составила $5.73 \cdot 10^{12}$ кг. В качестве состава газовых эманаций, выделяющихся при эволюции магматических систем, связанных с плавлением первичных примитивных мантии и коры, при модельных построениях был использован состав газов исландского вулкана Суртсей, приведенный в [9].

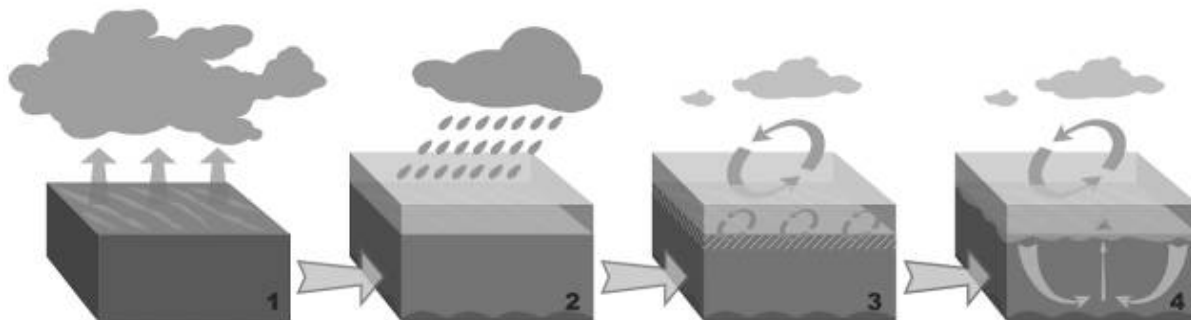


Рис.1. Основные этапы моделирования возможных сценариев возникновения и ранней эволюции вещественного состава внешних геосфер Земли

Охлаждение атмосферы и конденсация воды

На этом этапе горячие вулканические газы начинают формировать первичную атмосферу над блоком коры. Происходит их охлаждение до “температуры лучистого равновесия” [3]. По формуле, приведенной в [4], можно оценить давление столба первичной атмосферы: $p=m \cdot g/S$.

Рассчитанное таким образом давление горячей атмосферы у земной поверхности составило 7.85 бар. Полученная оценка попадает в интервал значений давления атмосферы на раннем этапе эволюции Земли, приведенный в работах [5,10]. Был рассчитан равновесный состав системы при 15°C. После охлаждения вулканических газов давление атмосферы составило 1.46 бар. В результате конденсации сформировался морской (океанический) бассейн глубиной около 60 м, при условии, что вода равномерно покрывала всю поверхность модельного блока коры. Атмосфера, равновесная со сформированной таким образом гидросферой, характеризовалась следующим составом: 62 мол. % CO₂ и 36.6 мол. % N₂. Гидросфера была лишена катионов, в анионном составе преобладали сульфат (0.27 моль/кг воды) и хлорид (0.26 моль/кг воды) ионы, в меньшей степени карбонатный комплекс (0.03 моль/кг воды). Значение pH составило 0.44.

Подводное выветривание на поверхности дна хадейского океана

После формирования кислой первичной гидросферы началось подводное выветривание пород, слагающих дно первых морских бассейнов Земли. В расчетах использовался состав перидотитового коматиита (обр. М620 из АЗКП Манро Тауншип, Канада), приведенный в [7].

Предполагалось, что мощность корового блока, вовлеченного в низкотемпературное взаимодействие с морской водой, составляла 2 м, таким образом, величина отношения W/R составляла 10, что соответствует глубинам морского бассейна 60 м. Продолжительность взаимодействия в системе вода – порода составила 100 млн лет. Принятая температура у поверхности океанического дна составляла 15°C.

Расчеты показали, что уже через тысячу лет взаимодействия коматиитового субстрата с морской водой на поверхности коры древнего океанического бассейна образуется обогащенная SiO₂ хемогенная оболочка, в состав которой кроме аморфного кремнезема, резко преобладающего в общем объеме продуктов изменения, входит пирит, а после 10000 лет гетит и железистый хлорит. По прошествии 100000 лет в измененном коматиитовом субстрате появляется магнетит и доломит, а чуть позже магнетит. Подобная вторичная минеральная ассоциация соответствует фазовому составу железистых кварцитов формации ВIF раннего архея [8].

В первичной гидросфере после 4000 лет ее существования в виде морского бассейна наблюдается уменьшение содержания растворенных H_2S и NH_3 и возрастание - CH_4 . В это же время pH гидросферы существенно возрастает от 0.44 до 5.5. Расчетные данные показали, что уже первые 100 лет взаимодействия первичной морской воды с коматиитовым субстратом приводят к появлению в ее составе заметных концентраций катионов (рис.2).

При этом максимальные концентрации взаимодействия по прошествии 1000 лет фиксируются для Mg, Fe и Ca. Интенсивный переход натрия из протокры в гидросферу происходит по прошествии 100000 лет с начала процесса подводного выветривания.

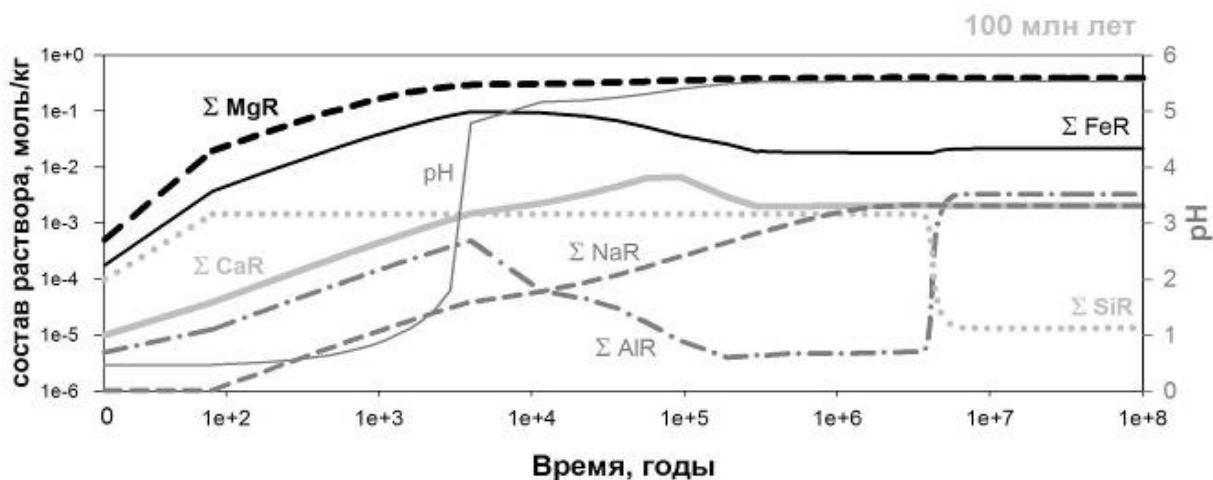


Рис.2. Изменение содержания катионов в первичной гидросфере при ее низкотемпературном взаимодействии с коматиитовым субстратом

Состав первичной атмосферы, равновесной с образованной при конденсации газов гидросферой, судя по результатам проведенных расчетов, претерпевает значимые изменения по прошествии 5000 лет существования первых морских бассейнов. На этом рубеже, знаменующем начало образования субстрата железистых кварцитов архея, в атмосфере заметно уменьшается содержание H_2S и SO_2 и незначительно возрастает содержание H_2 , CH_4 и NH_3 .

Гидротермальная циркуляция внутри хадейской протокры

Дальнейшая эволюция системы литосфера-гидросфера-атмосфера протекала в результате развития гидротермального преобразования пород протоокеанической коры. На нисходящей ветви гидротермальной циркуляционной ячейки водный флюид взаимодействовал с тем же перидотитовым коматиитом. Глубинность имитировалась повышением температуры (Т), давления (Р) и уменьшением времени взаимодействия (t) [6].

В верхней части разреза, до глубины около 1000 м, согласно расчетным данным, интенсивно осаждается аморфный кремнезем, ассоциирующий на уровне 500 м с гетитом пиритом, железистым хлоритом (дафнит) и магнезитом. Глубже (≥ 1000 м) - с гематитом и Mg-сапонитом ассоциирует кварц. Серпентин (хризотил) появляется на глубине разреза около 1500 м при температуре $116^\circ C$; здесь же гематит сменяется магнетитом. Глубже (около 2000 м, $T = 156^\circ C$), в гидратированном коматиитовом субстрате образуются Са-амфибол (актинолит-тремолит) и брусит, которые далее прослеживаются вплоть до корневых (наиболее высокотемпературных) частей нисходящей ветви модельной гидротермальной системы. На глубине разреза 2500 м ($197^\circ C$) появляется пирротин. При достижении глубины разреза 3500 м, которой в принятой модели соответствует температура $278^\circ C$, хризотил сменяется антигоритом, который ассоциирует с магнетитом вплоть до глубины около 5100 м и температуры порядка $400^\circ C$. Начиная с температуры $318^\circ C$ (около 4100 м), в гидротермально измененном коматиите появляется фаялит (железистый оливин), к которому глубже ($360^\circ C$, 4600 м) присоединяется тальк. Ассоциация магнетит+фаялит+тальк прослеживается до корневой части нисходящей ветви гидротермальной системы ($439^\circ C$, 5600 м).

При низкотемпературном взаимодействии с коматиитом в верхней части разреза (500-1000 м, 35-75°C) в гидротермальном флюиде возрастает содержание растворенных H_2S , CH_4 , H_2 , HCN и убывает SO_4 . Интенсивное образование восстановленных растворенных газов начинается с 1500-2000 м (116°-156°C). Именно этому уровню глубинности соответствуют смена гематита магнетитом и появление в породе хризотила. В верхней части разреза карбонат-ионы гидротермального флюида расходуются на образование магнезита и кальцита. Начиная с 76°C во флюиде падают концентрации Mg, Fe и Ca при монотонном увеличении содержания Na. Резкое удаление из флюида магния происходит на уровне разреза, соответствующем температурам 116-197°C (1500-2500 м) при заметном возрастании pH раствора. Именно на этом уровне глубинности начинается эффективная серпентинизация коматиита. В корневой, наиболее высокотемпературной части нисходящей ветви модельной системы, вновь возрастают концентрации магния, железа и натрия.

Прошедший через нисходящую гидротермальную ячейку гидротермальный флюид в области своей разгрузки на поверхности океанического дна обнаруживает повышенные (относительно исходной морской воды) содержания Na, Ca, Si и пониженные - Mg и Al.

С учетом принятого в исследовании расхода флюида гидротермальной системой весь объем гидросферы модельного водного бассейна будет вовлечен в циркуляционную систему за период в 10000 лет. В ходе поступления в водный бассейн гидротермального флюида сначала осаждается ассоциация: доломит+магнезит+пирит, по прошествии 1000 лет она сменяется на ассоциацию: доломит+аморфный кремнезем+пирит. Анионный состав раствора сменяется с сульфатно-хлоридно-карбонатного на хлоридно-карбонатный. Постепенно возрастает содержание Na, Ca, Si, содержание Mg и Al снижается. В целом наблюдается тенденция приближения модельного состава гидросферы к современной морской воде (рис.3). Содержание CO_2 в атмосфере постепенно снижается.

В результате проведенного моделирования взаимодействия водного раствора, образованного при конденсации вулканических газов, с перидотитовым коматиитом была получена минеральная ассоциация, соответствующая минеральному составу древнейших осадочных образований Земли (формация BIF). Установлено также, что этот раствор при взаимодействии с коровым субстратом обогащается катионами (Mg, Ca, Na), а его pH возрастает. Прошедший через нисходящую гидротермальную ячейку гидротермальный флюид при его поступлении на поверхность океанического дна обогащает гидросферу натрием, кальцием и кремнием, в то время как магний расходуется при транспорте флюида сквозь коматиитовый разрез на серпентинизацию.

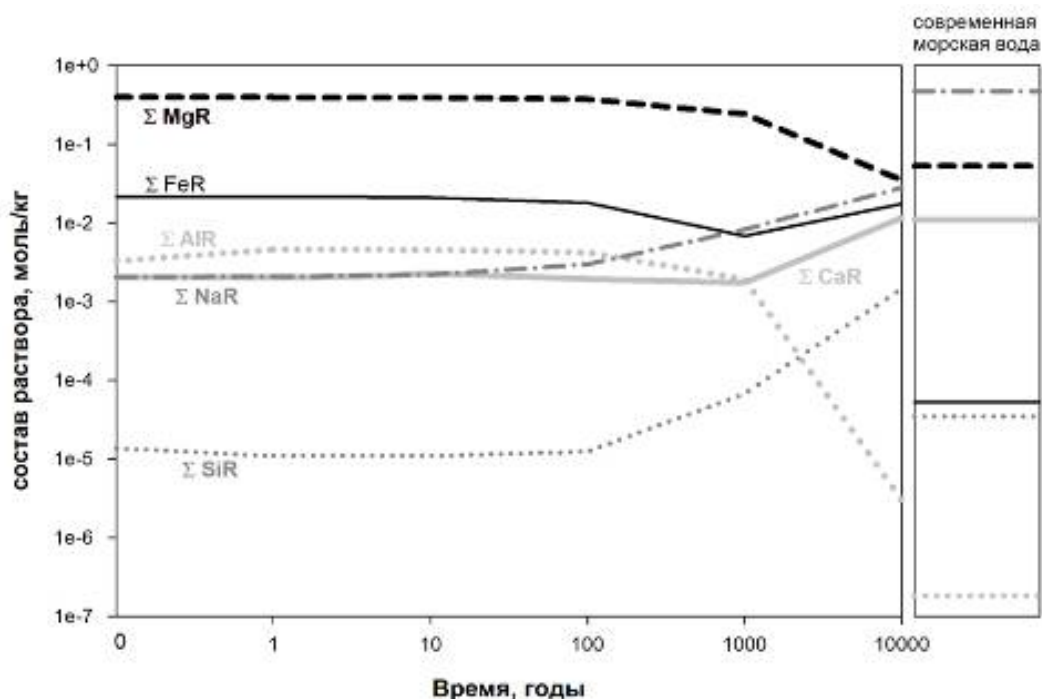


Рис.3. Изменение содержания катионов в гидросфере в ходе смешения ее вод с гидротермальным флюидом и сопоставление с составом современной морской воды

Авторы благодарны М.В. Мироненко за предоставление программ, консультации и полезные обсуждения. Настоящее исследование проводилось при финансовой поддержке программы Президиума РАН № 18 (тема 1.2.1 «Реконструкция процессов становления и состава первичных коры и гидросферы Земли»).

Литература

1. *Кадик А.А., Луканин О.А.* Дегазация верхней мантии при плавлении. М.: Наука, 1986. 96 с.
2. *Мироненко М.В. и др.* GEOSHEQ – комплекс для термодинамического моделирования геохимических процессов. Вестник ОГГГН РАН. 2000. 5(15). С.106-107.
3. *Монин А.С.* История Земли. Л.: Наука, 1977. 228 с.
4. *Семенченко Б.А.* Физическая метеорология. М.: Аспект Пресс, 2002. 415 с.
5. *Синицын В.М.* Эволюция геологических процессов. Вестник ЛГУ. Отд. геол. и геогр. 1965. Вып.3. № 18. С.5-14.
6. *Силантьев С.А., Мироненко М.В., Новоселов А.А.* Гидротермальные системы в перидотитовом субстрате медленно-спрединговых хребтов: моделирование фазовых превращений и баланса вещества. Петрология, 2009. В печати.
7. *Arndt N.T., Nesbitt R.W.* Geochemistry of Munro Township basalts, In: Arndt N.T. Nisbet E.G. (eds.). Komatiites London. Allen and Unwin. 1982. P.309-329.
8. *Bhattacharya H.N., Chakraborty I., Ghosh K.K.* Geochemistry of some banded iron-formations of the archaean supracrustals, Jharkhand–Orissa region, India. J. Earth Syst. Sci. 116. № 3. June 2007. P.245-259.
9. *Gerlach T.M.* Interpretation of Volcanic Gas Data from Tholeiitic and Alkaline Mafic Lavas. Bull. Volcanol. V.45-3. 1982. P.235-244.
10. *Kasting J.F.* Earth's early atmosphere, Science. 1993. V.259. P.920-926.

А.Н.Омельченко, А.В.Митрохин

alnika@ukr.net, КНУ, Киев

СУБЩЕЛОЧНЫЕ ДОЛЕРИТ-ДИАБАЗОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ В ОБРАМЛЕНИИ ПЛУТОНОВ РАПАКИВИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

С анорогенными комплексами рапакиви Восточно-Европейской платформы (ВЕП) пространственно ассоциируют протяженные рои базитовых даек. Дайки залегают в пределах тектонических зон, пересекающих кристаллический фундамент, а в некоторых случаях и нижние отделы платформенного чехла. Возраст их меняется от палеопротерозойского до мезо- и неопротерозойского. Они не подвержены складчатым деформациям и региональному метаморфизму, часто имеют кайнотипный облик, иногда, впрочем, нарушаемый локальными низкотемпературными постмагматическими преобразованиями [4,7,8]. Считается, что их внедрению предшествовала тектоническая стабилизация и установление субплатформенного режима. С роями базитовых даек могут ассоциировать близкие по составу вулканиты, а также малые гипабиссальные интрузии основного состава. В специальной литературе протерозойские комплексы базитовых даек субплатформенной стадии развития ВЕП объединены в долерит-диабазовую формацию [5], состав которой меняется от толеитового до субщелочного, причем именно субщелочные разности химически наиболее близки к базитовой составляющей анортозит-рапакивигранитных комплексов [3]. Определения изотопного возраста, а также геологические данные свидетельствуют о наличии нескольких этапов внедрения субщелочных долерит-диабазовых комплексов на Балтийском и Украинском щитах, коррелируемых с главными этапами магматизма анортозит-рапакивигранитной формации ВЕП [1, 9, 10].

На Украинском щите (УЩ) субщелочные долерит-диабазовые дайковые комплексы известны на территории Волынского, Кировоградского и Приазовского мегаблоков. Наиболее детально они изучены в восточной части Волынского мегаблока, где тесно ассоциируют со сложным Коростенским плутоном анортозит-рапакивигранитной формации. Дайки субщелочных габбро-долеритов, диабазов

и диабазовых порфиритов распространены в поле развития рапакивиподобных гранитов коростенского комплекса, в габбро-анортозитовых массивах, внутренних блоках складчатого фундамента, а также в гнейсо-мигматитах ближайшего обрамления плутона. Простираие даек контролируется тектоническими зонами северо-западного и северо-восточного простираия. Самые крупные дайки – Звиздаль-Залесская, Скуратинская и Белокоровичская имеют меридиональное и широтное простираие. Распространение даек ограничивается северной и западной частями Коростенского плутона. Южнее Тетеревской зоны разломов, пересекающей плутон по диагонали с северо-востока на юго-запад, дайки исчезают. Согласно геологическим данным, внедрение базитовых даек происходило многоэтапно. С одной стороны, установлены многочисленные случаи прорывания субщелочными базитовыми дайками пород коростенского комплекса. Вместе с тем, некоторые тела диабазовых порфиритов, содержащие ксенолиты анортозитов, в свою очередь интродуцируются рапакивиподобными гранитами. И, наконец, в пределах сложных даек, наблюдаются признаки магматического смешения диабазовых порфиритов и рапакивиподобных гранит-порфиритов с образованием гибридных ортофиров. Не менее сложны геологические взаимоотношения субщелочных базитовых даек с отложениями древнего платформенного чехла. Так, самая большая на УЩ Звиздаль-Залесская дайка, прорывающая коростенские граниты, в своей северной части с эрозионным несогласием перекрывается вулканогенно-терригенными отложениями овручской серии [1]. Аналогично, Белокоровичская дайка, секущая гнейсо-мигматиты северо-западного обрамления Коростенского плутона, перекрыта платформенными отложениями топильнянской серии. И в тоже время, целая группа субщелочных диабазовых даек рассекает породы топильнянской серии в южной части Белокоровичской грабен-синклинали. В некоторых дайках диабазовых порфиритов, прорывающих анортозиты коростенского комплекса описаны ксенолиты кварцитовидных песчаников, относящиеся к пугачевской толще. Таким образом, внедрение даек субщелочной габбро-долеритовой формации Вольнского мегаблока УЩ имело место после главной фазы становления габбро-анортозитовых массивов, но до интрузии рапакиви; одновременно, а также после интрузии гранитов рапакиви, но до накопления верхней терригенной части овручской серии; и, наконец, очевидно, и в постовручское время. U-Pb изотопный возраст диабазовых порфиритов с. Пугачевка составляет 1.76 млрд лет [2], т.е. близок возрасту базитов Володарск-Волинского габбро-анортозитового массива.

В отличие от Коростенского плутона, на площади Корсунь-Новомиргородского дайковые породы базитового состава достаточно редки. Они выявлены в районе сел Вязовок, Ротмистровка и Каменка. Тем не менее, на территории Кировоградского мегаблока УЩ дайки субщелочной долерит-диабазовой формации достаточно широко распространены в южном и западном обрамлении Корсунь-Новомиргородского плутона. Наиболее известна дайка диабазового порфирита с ксенолитами анортозитов, прорывающая гнейсо-мигматиты кировоградского комплекса в карьере с. Малая Смелянка, на восточном фланге плутона. Особенно насыщена проявлениями дайкового магматизма восточная часть Приазовского мегаблока УЩ. В связи с их недостаточной возрастной изученностью, вычленение даек субщелочной долерит-диабазовой формации протерозойского возраста затруднено. Можно предположить, что к описываемой формации относятся базитовые дайки в обрамлении Южно-Кальчикского массива. Несколько особняком стоят субщелочные габбро-диабазы и диабазы Верхнебугского дайкового поля УЩ [6]. Дайки контролируются Хмельникской зоной разломов северо-западного простираия. Они интродуцируют гранитоиды и мигматиты бердичевского комплекса палеопротерозойского возраста в северной части Днестровско-Бугского мегаблока, вне видимой связи с плутонами рапакиви. Тем не менее, восточная часть верхнебугского дайкового поля расположена в пределах Хмельникского гравитационного минимума, наличие которого может указывать на залегание значительных масс гранитоидов на глубине.

Субщелочные долерит-диабазовые комплексы широко распространены и хорошо изучены на Балтийском щите – в юго-западной части Финляндии и на юге Карелии. Согласно геологическим наблюдениям, а также данным изотопного датирования здесь принято выделять три возрастные группы даек [4,8,10]: «субйотнийскую» (1.54-1.67 млрд лет), «йотнийскую» (~1.46 млрд лет), «постйотнийскую» (1.26-1.27 млрд лет). Именно субйотнийские дайки, представленные комплексами Суомениеми, Хйом, Коппарнас и Аландско-Аболандским, в возрастном отношении наиболее близки к плутонам рапакиви Балтийского щита. Дайковый комплекс Суомениеми пространственно ассоциирует с одноименным массивом рапакиви в северном обрамлении Выборгского плутона [9]. Многочисленные дайки субщелочных габбро-диабазов, долеритов, диабазов, диабазовых порфиритов и кварцевых порфиритов образуют протяженный пояс северо-западного простираия, рассекающий свекофенские гнейсо-мигматиты. Некоторые дайки кварцевых порфиритов прорывают граниты

рапакиви. Описаны также композитные дайки, сложенные диабазовыми порфиритами и рапакивиподобными кварцевыми порфирами, внедрявшимися близко-одновременно. Еще более многочисленный дайковый комплекс Хйом установлен западнее комплекса Суомениеми. Дайки субщелочных долеритов, диабазов, диабазовых порфиритов и кварцевых порфиров прослеживаются в северо-западном направлении начиная от анортозит-рапакивигранитной интрузии Ахвенисто – сателита Выборгского плутона через свекофенские плутонические и супракристаллические породы южной Финляндии. Северо-западное простирание имеют также субщелочные базитовые дайки комплекса Коппарнас, ассоциирующие с небольшими массивами рапакиви Оббнас, Бодом и Онас на южном побережье Финляндии. Аландско-Аболандский дайковый комплекс ассоциирует с Аландским плутоном рапакиви на островах Ботнического залива. Комплекс представлен субщелочными габбро-долеритами, долеритами, диабазами и диабазовыми порфиритами, образующими протяженные дайки северо-восточного простирания в свекофенских гнейсо-мигматитах. Наиболее крупная и известная среди них – дайка Фьогле.

Индикаторными петрографическими особенностями представителей субщелочной долерит-диабазовой формации во всех упомянутых областях являются: хорошая сохранность первично-магматических структур, широкие вариации степени кристалличности пород, присутствие как афировых так и порфировых разностей, мономинеральный плагиоклазовый парагенезис вкрапленников, умеренная основность плагиоклазов во вкрапленниках и в основной массе, обычное присутствие щелочных полевых шпатов в основной массе, высоко-железистый оливин-ильменит-авгитовый парагенезис первичных мафических минералов, циркон-апатитовая акцессорная минерализация, изменчивая степень низкотемпературных постмагматических преобразований. Особенности химизма являются субщелочной базитовый состав, принадлежность к калий-натриевой серии, повышенные против средних для базитов содержания TiO_2 , FeO, K_2O , P_2O_5 , Ba, Sr, Rb, La, Ce при высоких значениях коэффициентов железистости ($f=Fe/(Fe+Mg)$) и титанистости ($ti=TiO_2/FeO+Fe_2O_3$) и, вместе с тем, пониженные содержания CaO, MgO, Ni, Cr, V, Co, Cu при низких значениях степени окисленности ($F=Fe_2O_3/FeO$).

Литература

1. Бухарев В.П. Эволюция докембрийского магматизма западной части Украинского щита. Киев: Наук. Думка, 1992. 152 с.
2. Верхогляд В.М. Возрастные этапы магматизма Коростенского плутона // Геохимия и рудообразование. 1995. Вып.21. С.34-47.
3. Зинченко О.В., Гринченко В.Ф., Добрянский Ю.Е., Лабузный В.Ф. Геохимические типы даек северо-западной части Украинского щита и некоторые вопросы их стратиграфического положения // Геол. журн. 1986. Т.46. № 1. С.68-77.
4. Докембрий Скандинавии. Ред. К. Канкамы. М.: Мир, 1967. 269 с.
5. Магматические формации раннего докембрия территории СССР. В 3-х книгах. Кн.3. Орогенный и субплатформенный магматизм раннего докембрия. М.: Недра, 1980. 266 с.
6. Цымбал С.Н., Кривдик С.Г., Довгань Р.Н., Павлюк В.Н. Субщелочные габбро-диабазы юго-восточной части Украинского щита // Мiнерал. журн., 2007. № 1. С.44-57.
7. Щербаков И.Б. Петрология Украинского щита. Львов: ЗУКЦ, 2005. 366 с.
8. Fifth international dyke conference. 31.7-3.8.2005. Rovaniemi. Finland. 65p.
9. Rämö T. Petrogenesis of the Proterozoic rapakivi granites and related basic rocks of southeastern Fennoscandia: Nd and Pb isotopic and general geochemical constraints // Geol Surv Finland Bull. 1991. V.355. 161 p.
10. Suominen V. The chronostratigraphy of SW Finland with special reference to the Postjotnian and Subjotnian diabases // Geol Surv Finland Bull. 1991. V.356. 100 p.

ОСЦИЛЛЯЦИОННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛЬНЫХ АГРЕГАТОВ КОНКРЕЦИОННО-СЕКРЕЦИОННОГО ТИПА

В настоящее время большое внимание уделяется проблеме генезиса зональных структур в различных природных объектах [1]. Однако, работ, посвященных сравнению зональных структур в объектах различного генезиса немного.

В связи с этим, целью проведенного исследования было изучение и сравнение динамики формирования минеральных агрегатов конкреционно-секреционного типа на основе выявленной в них осцилляционной зональности. Объектами исследования стали интенсивно-зональные агатовые секреты месторождений Бразилии и Северного Тимана; почковидные агрегаты малахита, месторождение Колвези (Заир) и железомарганцевые глубоководные конкреции (ЖМК) Тихого океана.

Для достижения поставленной цели нами был произведен расчет статистических характеристик зональности, на его основе выявлены сходства и различия осцилляционной зональности исследуемых объектов и проведен анализ возможных моделей формирования зональности изучаемых агрегатов.

В агатах нами изучалась микрозональность по показателю преломления, в малахите - цветовая макрозональность, в железомарганцевых конкрециях - зональность, обусловленная чередованием слоев с плотной массивной и рыхлой дендритной структурой.

Зоны с пониженным показателем преломления в микрозональности агатов сложены тонкопористым халцедоном; поры, по-видимому, заполнены аморфным кремнеземом [3;4].

В малахите зональность образуется за счет периодического чередования обогащенных примесью зон, через которые прорастают волокна малахита. В качестве примеси выступают фосфаты меди (псевдомалахит). Вариации цвета обусловлены различной толщиной волокон малахита в разных зонах.

В железомарганцевых конкрециях (ЖМК) осцилляционная зональность представлена чередованием зон с «рыхлой» фестончатой структурой с дендритно-столбчатым строением и ярко выраженным геометрическим отбором, и «плотной» - массивной концентрически-слоистой структурой [2].

Анализ профиля осцилляционной зональности проводился по следующим направлениям: а) распределения мощностей слоев; б) поиск скрытой периодичности; в) выявление характера чередования слоев; г) определение числа степеней свободы (сложности) системы.

Все полученные статистические характеристики указывают на то, что зональность во всех объектах частично упорядочена и имеет скрытую периодичность. Распределения мощностей зон во всех объектах имеют крайне длинные «хвосты» и не спрямляются в полулогарифмическом масштабе – процесс образования зональности во всех исследуемых объектах не является случайным (не подчиняется закону Пуассона).

Моделирование поведения системы по процедуре Грассбергера-Прокаччия показало, что для образования зональности в агатах требуется минимум 4-5 управляющих параметра, а в малахите - только 3-4.

В агатах зональность образуется за счет периодического накопления и ассимиляции высоких полимеров кремнекислоты на фронте роста [3,4]. В малахите ситуация сходна: на фронте накапливается примесь фосфатов меди и тормозит рост. При этом идет постепенное падение пересыщения по карбонату меди. После торможения роста примесью, пересыщение по основному компоненту восстанавливается, примесь ассимилируется, рост продолжается. Для ЖМК процесс сходный, с той лишь разницей, что накопление и выгорание идут для роста из коллоида (рыхлые слои) и придонной воды (плотные слои). Главным итогом нашей работы стало установление общности процессов образования зональности в изученных агрегатах. В качестве ведущего мы предлагаем циклический автоколебательный процесс накопления и последующей ассимиляции примеси на фронте роста, сопровождающийся колебаниями пересыщения по основному компоненту.

Литература

1. *Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю.* Самоорганизация минеральных систем. Синергетические принципы геологических исследований. М.: «Геос», 2001. 312 с.
2. *Пунин Ю.О., Сметанникова О.Г., Демидова Г.Е., Смольская Л.С.* О динамике формирования океанических железомарганцевых конкреций // Литология. № 1, 1995. С.40-50.
3. *Сластников В.В.* Слоистость, связанная с изменением показателя преломления в минералах кремнезема агатов // Кварц, кремнезем. Материалы международного семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С.308.
4. *Сластников В.В., Пунин Ю.О., Нестеров А.Р.* Микроразнообразие агатов как отражение динамики их формирования // Записки РМО. Ч.136. Вып.7. 2008. С.27-37.

Е.С.Смирнова¹, А.Б.Кузнецов², М.Т.Крупенин³, Т.Л.Турченко²

¹СПбГУ, С.-Петербург; ²ИГГД РАН, С.-Петербург; ³ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

РИФЕЙСКИЕ КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ САТКИНСКОГО МАГНЕЗИТОВОГО ПОЛЯ ЮЖНОГО УРАЛА: МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ

На западном склоне Южного Урала разведано более 20 месторождений магнезита. Среди них наиболее важное промышленное значение имеют залежи магнезита в Саткинском рудном поле, расположенном в северной части Башкирского мегаантиклинория в окрестностях г. Сатка. Стратиформные залежи магнезита расположены в карбонатных отложениях верхней части саткинской свиты, слагающей средние горизонты стратотипа нижнего рифея. Геологическое соотношение магнезитовых тел и вмещающих пород позволяет отнести эти залежи к эвкарбонатному типу, а текстурные особенности пород обособляют саткинские месторождения в группу кристаллических магнезитов. По сравнению с месторождениями Сибири, Восточной Азии и Западной Европы, магнезиты Саткинского рудного поля отличаются очень высоким качеством. Все это позволяет считать Саткинское месторождение уникальным в мире по запасам и качеству.

Магнезитовые тела (20-60 м), заключенные в нижней части доломитового карагайского горизонта (до 750 м) саткинской свиты нижнего рифея, прослеживаются по простиранию на несколько километров. Имеющиеся осадочные и метасоматические признаки магнезитов предполагают сложную модель, включавшую этапы раннего накопления и более поздней ремобилизации вещества внутри карбонатных горизонтов. В пределах Саткинского месторождения рудные тела кристаллических магнезитов представлены двумя пластообразными залежами. Вмещающие их темносерые мелкозернистые доломиты характеризуются, главным образом, тонкослоистыми, а иногда, и брекчиевидными текстурами. Рудное тело N XVII (40-60 м) находится стратиграфически ниже рудного тела N I (20-40 м) и отделено от него зоной темносерых тонкослоистых доломитов (6-20 м). В верхних частях обоих рудных тел присутствуют невыдержанные по мощности прослои доломита (1-15 м). В целом, нижний контакт рудных тел с доломитами более ровный, чем верхний. Латеральные контакты имеют ступенчатые и заливчатые контуры, подчеркнутые неравномерным замещением доломита крупнокристаллическим магнезитом, средний размер зерен которого достигает 5-10 мм.

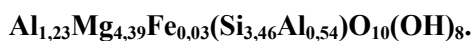
В магнезитах широко развиты полосчатые текстуры, представленные чередованием полос относительно светло-серого и темно-серого магнезита толщиной по 5-10 мм. На контактах магнезитовых тел с доломитами видно, что эта полосчатость наследует слоистость вмещающих доломитов. Полосчатость карбонатного матрикса обусловлена вариациями в содержании углеродисто-глинистой примеси. Магнезиты с массивной текстурой образуют зоны с неясными очертаниями. Эти зоны развиты фрагментарно, и, вероятно, развивались по брекчиевидной диагенетической текстуре доломитов. Гнездовая текстура, представленная разновидностями гигантозернистого белого магнезита с размером вытянутых кристаллов до 10-15 см, характерна для периферийных частей рудных тел. Магнезиты изученных рудных тел характеризуются устойчиво высокими содержаниями MgO (46-47%) при низком содержании минеральных примесей (не более 1-2%),

среди которых наиболее распространены доломит, кварц и углеродисто-глинистое вещество. Магнезиты характеризуются высокими концентрациями Mn (150-330 г/т) и Fe (1510-14500 г/т) и очень низкой концентрацией Sr (1.07-4.8 мкг/г). Измеренное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в магнезитах варьирует от 0.7152 до 0.7193, при этом наибольшее отношение наблюдается в образцах из центральных частей рудных тел.

Вмещающие доломиты отличаются повышенными содержаниями Mg (Mg/Ca в среднем – 0.63) и невысокой долей силикокластической примеси (0.2-2%). Мелкие зерна аллотигенного кварца (0.1-2 мм) неравномерно рассеяны в доломитовом матриксе, тогда как редкие кремнево-халцедоновые стяжения (от 0.2-0.6 до 10 мм) ориентированы по слоистости. Глинистое вещество в доломитах представлено мелкими чешуйками гидрослюда и магнезиальным хлоритом. В зонах контакта доломитов с рудными телами встречаются небольшие скопления серого, реже розового талька, выполняющего гнезда неправильной формы (от 0.1 до 10 см). Образцы доломитов, расположенные вблизи прорывающих даек габбро-диабазов, включают до 30% серпентина и иногда мусковита. Доломиты, удаленные от рудных залежей магнезита, характеризуются повышенным отношением Mg/Ca (0.61-0.63) по сравнению с околорудными доломитами (Mg/Ca 0.59). Околорудные доломиты содержат в среднем больше Mn, Fe и Sr, чем доломиты, удаленные от магнезитовых залежей, соответственно 150, 1680 и 45 г/т против 90, 1290 и 43 г/т. Измеренное отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в доломитах, удаленных от рудных зон, варьирует в пределах 0.7074-0.7094, в образцах с высокой долей терригенной примеси достигает 0.7160-0.7308, а в околорудных доломитах одинаково и составляет 0.7082-0.7083.

Кварц в магнезитах представлен в виде: 1) скоплений алевритовых зерен в ассоциации с углеродисто-глинистым веществом и рассеянным пиритом в интерстициях кристаллов магнезита; 2) изометричных, иногда корродированных зерен (до 0.5 мм) неправильной формы в межзерновом пространстве магнезитов; 3) идиоморфных мелких зерен (до 2 мм) внутри крупных кристаллов магнезита; 4) реликтов кварц-кремневых стяжений; 5) тонких прожилков (до 2 мм), окруженных доломитовой каемкой. Для многих кварцевых зерен в магнезитах характерны коррозионные контакты растворения в щелочной среде. Распределение кварца как в магнезитах, так и в доломитах неравномерное. Самые мелкие зерна кварца в магнезитовых породах обычно погружены в углеродисто-глинистое вещество, выполняющее межзерновое пространство в виде скоплений размером 0.5-3.5 мм. Наиболее крупные зерна кварца и присутствие этого минерала с веерным типом погасания обнаружены в магнезитах, отобранных на верхних горизонтах рудного тела. Общее содержание SiO_2 в магнезитах достигает 0.8-1.5%.

Углеродисто-глинистое вещество концентрируется либо в тонких (1-3 мм) прослойках среди магнезита, либо в мелких скоплениях (до 10 мм) между крупными магнезитовыми кристаллами. В ассоциации с углеродисто-глинистым веществом находится хлорит, алевритовые зерна кварца, мелкие кубики пирита, а иногда экзотические зерна апатита и рутила (0.03 мм). Изученный в пределах рудных тел магнезиальный хлорит относится к подгруппе клинохлора. По данным микроспектрального анализа клинохлор обогащен MgO на 10% и несколько обеднен Fe_2O_3 , его кристаллохимическая формула:



Полученные спектроскопические (ЭПР) характеристики демонстрируют увеличение интенсивности линий Mn в образцах крупнозернистых генераций трещинных доломитов и магнезитов по сравнению с мелкозернистыми вмещающими доломитами. Это предполагает значительное обогащение рудных генераций примесными элементами. Кроме того, было установлено, что в крупнозернистых доломитах степень обогащения Mn^{+2} позиций Ca относительно позиций Mg в 2-3 раза выше, чем во вмещающих доломитах. Эта особенность предполагает, что термодинамические условия формирования крупнозернистых генераций доломита отличались от таковых для вмещающих доломитовых пород. Одним из факторов, контролирующих пропорциональность вхождения Mn^{+2} в ячейки Ca и Mg, являлась температура. Модельные расчеты предполагают, что в случае формирования крупнозернистых генераций доломита температуры варьировали в пределах 105-130°C. Эти температуры несколько выше тех температур, в область которых попадали вмещающие породы в ходе литостатического погружения толщ.

Проведенные минералого-геохимические исследования позволяют сделать следующие выводы: кварц в магнезите (тип 1, 2 и 3) представляет собой продукты растворения раннедиагенетических кремнистых стяжений (тип 4) и/или первично-седиментогенных зерен кварца. Магнезиальный хлорит – следствие преобразования аллотигенных гидрослюдов. Исходный матрикс водно-магнезиальных карбонатов, включавших в своем составе кремнистые стяжения, рассеянное органическое вещество, аллотигенные гидрослюды и кварц, подвергся обезвоживанию в процессе диагенеза и последовавшему

щелочному метасоматозу, приведшему к формированию основных магнезитовых тел. Метасоматическая перекристаллизация на более поздних этапах литогенеза сопровождалась укрупнением магнезитовых зерен и концентрацией рассеянного углеродисто-глинистого вещества в межзерновом пространстве. При этом растворение и переотложение кремнезема было локальным, что не привело к образованию какой-либо зональности в распределении минералов-примесей в масштабах рудного тела.

Отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в доломитах (0.7074-0.7308) и магнезитах (0.7152-0.7193) значительно выше, чем в среде седиментации саткинских осадков (0.7046-0.7048). Это исключает первично-осадочное образование магнезитовых залежей в лагуне, сообщавшейся с океаном. Отсутствие положительной зависимости между изотопно-геохимическими параметрами и долей терригенной примеси в магнезитах указывает на то, что Mn, Fe и радиогенный ^{87}Sr могли привноситься в магнезиты из-за пределов карбонатного резервуара с флюидом (рассолом), взаимодействовавшим с ассоциированными в разрезе терригенными породами. Присутствие высокотемпературных генераций крупнозернистого доломита вблизи магнезитовых тел, косвенно указывает на ведущую роль гидротермальных процессов при формировании магнезитовых руд.

Образование талька на периферии рудных тел, вероятно, происходило на фронте низкотемпературного магнезиального метасоматоза, происходившего за счет кремнезема и алюмосиликатов, рассеянных в карбонатных породах.

Работа выполнена в рамках фундаментальных исследований Программы ОНЗ РАН “Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах” и при финансовой поддержке РФФИ (проекты 06-05-64592 и 07-05-01107).

В.Г. Степанец
wladimir@stepanez.de

ГЕНЕЗИС ВУЛКАНИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЙКАИН (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

Геодинамическая природа кремнисто-вулканогенных толщ, обнажающихся в окрестности месторождения Майкаин, является предметом постоянных дискуссий, что обусловлено их слабой геохимической изученностью. Автор предлагает рассмотреть геохимическую специализацию этих вулканитов.

Вещественный состав

К востоку от месторождения Майкаин кремнисто-вулканогенные отложения объединяются в майкаинскую серию (O_{1-2}). Здесь в основании разреза, подошва которого не обнажена, вскрывается немая толща зеленоцветных вулканитов (более 1000 м), в нижней части которой локализованы базальты, а в верхней - преимущественно породы дифференцированного кератофир-спилит-диабазового комплекса. Выше без видимого несогласия располагается толща (100 м) бурых миндалекаменных, афировых дифференцированных высокожелезистых долеритов, андезибазальтов и андезитов, реже – туфы и субвулканические тела примитивных габбро-диабазов. В верхней части толщи встречены пласты силицитов, кремнистых алевролитов, туффицитов и яшм, последние содержат раннелланвирские конодонты.

Петрогеохимическая специализация

Толща зеленоцветных вулканитов. High-Sr/low-Ti примитивные базальты (PB) оливин-нормативные породы low-K ($K_2O < 0.14\%$, далее окислы в %), low-Ti ($TiO_2 > 0.61$), med-Al ($Al_2O_3 < 16.49$), high-Ca ($CaO = 11.2-16.39$, обогащены Sr (300-550 г/т, далее элементы-примеси в г/т), Cr (190-440), Ni (66-170) и обеднены Y (12-16), Zr (50-72). Известны потоки med-Ti ($TiO_2 = 1.31$) PB также с высоким Sr (500). Med-Ti/low-Sr PB отвечают нефелин-нормативным породам med-Ti ($TiO_2 > 1.08$), low-K ($K_2O < 0.5$) и обеднены Sr (170-180), Cr (110), Ni (50-54), Y (14-18). Значительно реже встречаются low-Mg ($MgO = 2.61$) аномальные базальты с высокими концентрациями Y (40), Sr (670), Cr (350) и Ni (78). Дифференцированные вулканиты (DV) high-Na ($Na_2O = 3.95-6.4$) крайне обеднены Cr (10), Ni (<20), а также Sr (74-180) и несколько обогащены

TiO₂ (1.08-1.65), но неоднородны по Y. Железистые (Fe#) и недосыщенные CaO (1.86-4.87) кварц-нормативные породы с нормативным корундом отвечают high-Y (33-43) базальтовым андезитам и андезитам, а менее Fe# оливин-нормативные породы, несколько обогащенные CaO (5.08-7.93), отвечают low-Y (Y=15-20) трахибазальтам и базальтовым трахиандезитам. Кератофиры с нормативным корундом обогащены Y (70), Zr (540), Nb (13), но обеднены Cr (10), Ni (<20), Sr (<47).

Толща бурых вулканитов. В её разрезе наиболее распространены high-Na (Na₂O>4.18), low-Ti (TiO₂<0.92), low-K (K₂O<0.19), high-Fe (Fe₂O₃ (8.22-14.78)>FeO (1.11-2.43) оливин-нормативные трахибазальты и базальтовые трахиандезиты, обедненные Y (11-16), Zr (50-62), Sr (130-200), Cr (45-67), Ni (42-86). В трахибазальтах отмечается некоторое преобладание Ni (86) над Cr (63). Известны super-Na (Na₂O<7.44), med-K (K₂O<0.54), low-Mg (MgO<2.57) трахиандезиты которые также обедненные Y (16), Zr (66-88), Sr (190-210), Cr (40-58), Ni (18-42). Аномальные (MgO<4.85) габбро-диабазы high-Na (Na₂O>5), low-Ti (TiO₂<0.91) породы характеризуются высокими концентрациями Cr (230-340), Ni (86-110) и низкими содержаниями Y (11-13), Zr (70-80) и Sr (150-160). Все вышеописанные вулканиты майкаинской серии несколько обогащены Nb (5.0-6.6) и содержат одинаковые концентрации Li₂O, Rb₂O соответственно 0.0022, 0.0011.

Сравнительный анализ

PB и DV зеленоцветной толщи на диаграмме Ti/Cr-Ni (Beccaluva et al., 1983) образуют два различных поля. PB ложатся на линию раздела med-Ti островодужных серий и high-Ti базальтов MOR, BABB притом, что low-Ti DV локализуются в области low-Ti островодужных серий. По отношениям Cr-Y (Пирс и др., 1987) PB тяготеют к тренду надсубдукционных вулканитов с толеитовыми характеристиками, на диаграмме MnO*10-TiO₂-P₂O₅*10 (Mullen, 1983) они располагаются в IAT. PB тяготеют к полям вулканитов активных окраин континентов. High-Sr/low-Ti PB располагаются в поле вулканитов северной Андской вулканической зоны Южно-Американской активной окраины [2].

В этой области располагаются и вулканиты Курило-Камчатской сиалической островной дуги, однако PB майкаинской серии отличаются от них низкими концентрациями Y, Zr, K₂O, TiO₂ и высоким Nb. В дополнение к этому их тренд по Y/Zr-Nb/Zr резко наклонен в противоположную сторону и тяготеет к E-MORB, приближаясь к тренду известково-щелочных вулканитов Центрально-американской активной континентальной окраины, что хорошо согласуется и с отношениями Nb/Y-Nb/Zr. По Zr/Nb-Nb они также отличаются от базальтов Курило-Камчатской сиалической островной дуги, характеризуясь слабым фракционированием Nb и низкими концентрациями Y.

DV зеленоцветной толщи имеют черты толеитового вулканизма и характеризуют, по-видимому, более позднюю стадию развития задугового бассейна, на что указывают крайне низкие концентрации Mg, Cr и Ni, а также низкие отношения Sr/Y. Кератофиры относительно DV обогащены Y, Zr, Nb и также обеднены Cr, Ni, Sr, низкий уровень Rb, высокие концентрации Y и Nb сближают их с гранитами надсубдукционных комплексов.

DV бурой толщи на диаграммах Ti/Cr-Ni (Beccaluva et al., 1979), Cr-Y (Пирс и др., 1987), Zr/Nb-Nb и Y/Zr-Nb/Zr тяготеют к трендам PB. На диаграмме отношений Sr/Y-Y они относительно PB смещены в поле вулканитов Тонга-Кермадекской симатической островной дуги. Низкие концентрации Cr и Ni указывают на их высокую степень дифференциации (Степанец, 2008).

Возможный состав мантийного резервуара и его эволюция

Анализ геохимических данных изученных примитивных базальтов выявил ряд особенностей их составов, что с позиции химической геодинамики [8] позволяет рассматривать их как прямые мантийные выплавки.

Геохимический анализ показал, что состав high-Sr *примитивных базальтов майкаинской серии* (PBMS) отличается от составов базальтов SSIA производных DM [6] и базальтов KKIA производных DM+EM [3], но аналогичны базальтам вулcano-плутонической дуги МААСМ производных DM+EM [2].

Низкие концентрации Rb, K, Y и Zr PBMS свидетельствуют о том, что в магматические процессы была вовлечена мантия предыдущего цикла плавления, обогащенная изначально Cr, Ni, Fe, Nb и Sr. Это заключение обосновывается тем, что Nb и Zr не переносятся надсубдукционными флюидами. Они транспортируются только магматическим расплавом [5], а содержание Sr зависит от его абсолютного первичного количества в магме [7]. Относительно постоянная величина Nb свидетельствует о том, что мантия над зоной субдукции не подвергалась обогащению за счет подтока снизу, из глубинных слоев нижней мантии, поскольку океаническая плита могла служить физическим барьером на пути поднимающихся расплавов.

Повышенные концентрации Nb и Sr дают основание предполагать, что исходная мантия соответствовала слабо обогащенному континентальному резервуару. Выплавляемые магмы имели смешанный состав и отвечали как толеитовым, так и известково-щелочным сериям.

По мере эволюции резервуара и последующего вовлечения его в сферу влияния зоны субдукции меняется и состав магмы. В ней значительно уменьшается роль Sr, отделяющиеся при дегидратации океанических осадков флюиды способствуют вторичному плавлению мантийного диапира, что приводит к обеднению магмы Ni, Cr, Co, Sc и Mg [1].

Понижение Cr, Ni и Mg дифференцированных вулканитов, как правило, увязывается с повторным плавлением астеносферной мантии [6], которое может быть обусловлено влиянием надсубдукционного Cl-содержащего флюида [1]. Но эта закономерность в *дифференцированных вулканитах зеленоцветной толщи* (DVGF) проявлена не четко. При крайне низком уровне концентраций Cr, Ni и Co, Mg изменяется от 6.15 до 2.61% и его содержание не зависит от уровня концентраций SiO₂ в породе. В DVGF также отмечается повышение Y, Zr, что указывает на высокую степень контаминации мантийного расплава веществом океанической коры [4].

Магма аномальных вулканитов, по сравнению с дифференцированными, обогащена Cr, Ni, Sr и крайне редко Y, но обеднена Mg. Повышение Cr, Ni, Sr, можно объяснить привнесением компонента типа шпинелевого лерцолита за счет плавления перидотитов вышележащей литосферы на фронте воздымающегося мантийного диапира. Это предположение, согласно наиболее распространенному мнению, базируется на том, что Ni (Co) преимущественно входит в оливин, Cr - в хромшпинелид и клинопироксен, а Sr - в плагиоклаз, замещая Ca.

Литература

1. *Степанец В.Г.* Происхождение флюидов хлора и спилитовых магм над зонами субдукции // Уральский геологический журнал. 2008. № 3(63). С.3-18.
2. *Abratis M.* Geochemical variations in magmatic rocks from southern Costa Rica as a consequence of Cocos Ridge Subduction and uplift of the Cordillera de Talamanca. Dissertation, Göttingen. 1998. 136 p.
3. *Churikova T., Dorendorf, U., Worner, G.* Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // J. Petrol. 2001. 42, 8. P.1567-1593.
4. *Hawkesworth C.J., Gallagher K., Hergt J. M. and McDermott F.* Mantle and slab contributions in arc magmas // Ann. Revs. Earth Planet. Sci. 1993. 21. P.175-204.
5. *Kilian R.* Magmatismus und Stoffkreislauf an aktiven Kontinentalrändern, untersucht am Beispiel der südlichen Anden // Zeitung. Dt. geol. Ges. 1997. 148/1. S.105-152.
6. *Pearce J. A., Baker P. E., Harvey, Luff I. W.* Geochemical evidence for subduction fluxes, mantle melting and fractional crystallization beneath the south Sandwich Island Arc // J Petrol. 1995. 35. P.1073-1109.
7. *Saunders A. D., Tarney J.* The geochemistry of basalts from a back-arc spreading centre in the East Scotia Sea // Geochim. Cosmochim. Acta. 1979. 43. P.555-572.
8. *Zindler A., Hart S.* Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1986. 14. P.493-571.

А.Б.Тарасенко

TarasenkoAnna@ya.ru, СПГГИ (ТУ), С.-Петербург

ДИАГНОСТИКА ПРИРОДНОГО КАМНЯ ЗАКЛАДНЫХ КРЕСТОВ НОВГОРОДСКИХ ХРАМОВ

Великий Новгород - сокровищница множества памятников архитектуры XI-XVII вв., имеющих мировое значение. Решением ЮНЕСКО памятники Великого Новгорода включены в список Мирового культурного наследия. Для строительства храмов новгородцы использовали известняковую плиту и плинфу, но систематические сведения о возрасте и петрографическом типе природного строительного материала, местах его добычи и каменоломнях не известны. Изучение каменного декора в Новгороде проведено автором.

Диагностика природных строительных материалов очень важна при реставрационных работах, когда необходимо руководствоваться четким подходом при оценке качества природного камня для создания гармоничного и цельного образа памятника архитектуры. Подробное выявление структурно-текстурных и физических свойств позволяет прогнозировать разрушение камня в памятниках архитектуры за счет выветривания и других физико-химических процессов. Установление стратиграфической принадлежности декоративно-строительных камней позволит изучить историю горного дела в Новгороде, а определение мест добычи поможет дополнить историю освоения края.

В рамках исследования сравнительные характеристики осадочных карбонатных пород северо-запада изучены на основе коллекций Горного музея СПГГИ, ЦНИГР музея имени академика Ф.Н.Чернышева, кафедры исторической и динамической геологии и кафедры палеонтологии СПбГУ, а также по опубликованным данным [1,2]. В результате полевых маршрутов и геологических экскурсий на Южное Приильменье, обнажения по рекам Шелонь, Мшага и Колошка, а также Путиловский карьер, составлена коллекция декоративно-строительных известняков.

В IX-XV вв. пределы Новгородской земли входили бассейн озера Ильмень и течения рек Волхова, Мсты, Ловати и Шелони, а в период своего расцвета Новгород владел огромной территорией на северо-западе и севере Руси, на которой сосредоточены большие запасы природных строительных материалов, в частности, осадочных карбонатных пород. Поэтому уже с XI в. в Новгороде ведется каменное строительство. По результатам наблюдений, для возведения церквей до середины XII в. новгородцы использовали светло-серый плитчатый известняк, со второй половины XII в. – бурегский красный ракушняк. Во многих храмах XIV-XV вв., встречаются закладные кресты, вмурованные в стены зданий способом инкрустации и располагающиеся на уровне человеческого роста. Эти кресты представляют собой и элементы оформления церквей и самостоятельные произведения. Среди исследованных крестов чаще всего встречается форма «крест в круге» (так называемый «новгородский тип»).

В полевой сезон 2007 г. была проведена геологическая документация с последующей диагностикой природного камня 50 крестов в 17 церквях: Благовещения на Мячине (1179, перестроена в XV в.), Ильи на Славне (1198, перестроена в XV в.), Федора Стратилата на Ручью (1360-61), Петра и Павла на Славне (1367), Рождества Богородицы на Михалице (1379), Рождества Богородицы на кладбище (1382), Иоанна Богослова на Витке (1384), Петра и Павла в Кожевниках (1406), Иоанна Милостивого на Мячине (1422), Двенадцати Апостолов на Пропастях (1455), Уверения Фомы на Мячине (1465), Климента (1520), Бориса и Глеба в Плотниках (1536), Троицы на Редятине (1365), Федора Стратилата на Щиркове улице (1292-1294), а также в Знаменском соборе (1682) [3]. Кресты ориентировочно датируются временем постройки храма. Во избежание нарушения цельности и эстетического облика исследуемых крестов отбор проб осуществлялся в единичных случаях и так, чтобы не было заметно сколов (т.е. под лопастями или с осыпавшихся частей). Почти все кресты изготовлены из плотной светло-розовой породы, которая не использована в кладке стен храмов. Для ее идентификации были изучены вещественный состав и структура образцов.

Оптико-микроскопическое исследование показало, что в качестве строительного материала использовался светло-розовый органогенно-обломочный известняк. Он сложен в основном черепитчато уложенными окатанными обломками раковин брахиопод, реже - гастропод и члеников стеблей криноидей. Пространство между органическими остатками заполнено кальцитом и гидроксидами железа (красно-бурые и охристо-желтые, содержание от 3-5 до 15-25%).

Вещественный состав, органические остатки и структурно-текстурные особенности материала закладных крестов сравнивались со свойствами отложений верхнего девона, которые занимают большую часть территории Новгородской земли. Минералого-петрографическое исследование показало, что наиболее близки по свойствам камню крестов отложения нижнего слоя бурегской свиты, обнажающегося на Ильменском глинте в районе дер.Ретлё. Скелетные остатки: обломки раковин и игл брахиопод сильно раздроблены и окатаны. Размер раковин 5-10 мм. Наблюдаются также крупные обломки (>10 мм), центральная часть которых перекристаллизована с укрупнением зерен кальцита от микро- до крупнозернистого. По контуру обломки окружены узкой темной зоной, сложенной микрозернистым кальцитом.

Цемент представлен микро-, реже мелкозернистым кальцитом, в котором хаотично располагаются органические остатки. Обломки преобладают над цементом (70 и 30% соответственно). Присутствуют жеоды (размером до 1 см) крупнокристаллического кальцита с пустотами внутри, а также примесь мелкозернистого слабо окатанного и угловатого кварца (около 10%), небольшая примесь красно-бурых гидроокислов Fe (менее 5%). Породу можно определить как светло-розовый органогенно-обломочный брахиоподовый известняк (рис.1).

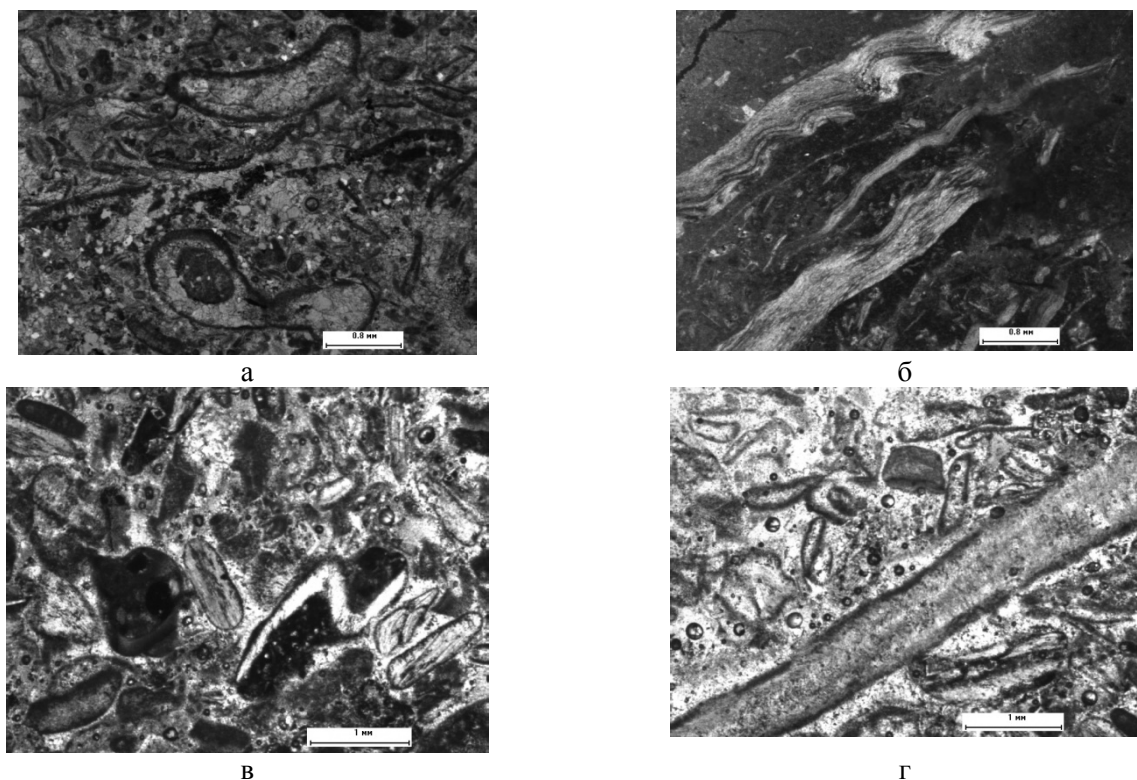


Рис.1. Сравнительное сопоставление светло-розового органогенно-обломочного брахиоподового известняка с Ильменского глинта вблизи д.Ретлё (а, б) и вкладных крестов Новгородских храмов (в, г)

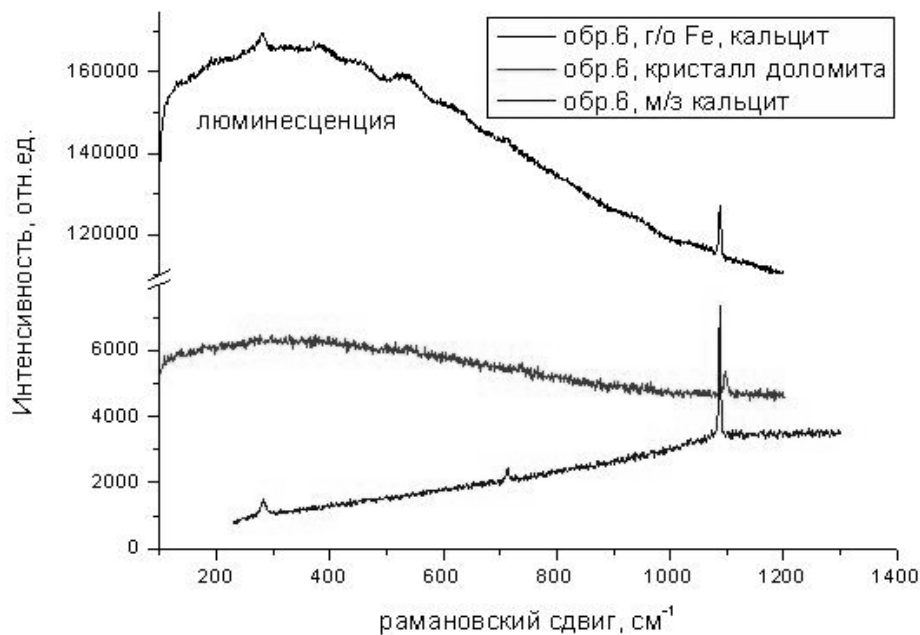


Рис.2. Спектры КРС природного камня вкладных крестов (образец № 6)

Для уточнения минерального состава образцов камня вкладных крестов и саркофагов выполнено исследование спектров комбинационного рассеяния света. Выявлены пики, характерные для кальцита (1086 см^{-1}) и доломита (1098 см^{-1}). Кроме того, участки, сложенные гидроокислами железа, характеризуются интенсивной люминесценцией в красной области спектра (рис.2).

Таким образом, вещественный состав и структурно-текстурные особенности материала закладных крестов сходны со свойствами отложений верхнего девона окрестностей Новгорода, а состав ископаемой фауны позволяет сделать предположение о принадлежности светло-розового органогенно-обломочного известняка к бургеской свите семилукского горизонта (D_3br).

Литература

1. Геология СССР. Ленинградская, Псковская, Новгородская области. Т.1. 1955.
2. Недригайлова И.С., Соколова Т.Н., Саванин В.С. Пояснительная записка к геологической и гидрогеологической картам СССР масштаба 1:200000. Сер. ильменская. Лист 0-36-2. 1967.
3. Ратнопорт П.А. Древнерусская архитектура. СПб.: Стройиздат. 1993.

Р.И.Шайбеков

reshai@rambler.ru, shaybekov@geo.komisc.ru, ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

ЭПГ В СУЛЬФИДСОДЕРЖАЩИХ МАГМАТИТАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАЙ-ХОЯ

В Центральной части Пай-Хойского антиклинория выявлено множество проявлений сульфидной медно-никелевой минерализации, преимущественно связанной с наиболее дифференцированными интрузивными телами, что позволило выделить в пределах Полярного Урала Пай-Хойской никеленосную медно-никелевую зону протяженностью около 130 км при ширине 15-30 км [2,3,6,10 и др.].

Широкое развитие в пределах этой зоны различных по внутреннему строению, степени дифференциации, составу и петрогеохимическим особенностям интрузивных тел отчетливо проявляется в пространственном размещении сульфидной медно-никелевой минерализации, ее масштабах и продуктивности. При этом следует отметить, что при несомненной пространственно-генетической связи сульфидной минерализации прежде всего с наиболее дифференцированными габбродолеритовыми телами [3,6,9,10 и др.], распределение в них сульфидов не обнаруживает столь характерную для большинства сульфидно-никелевых РМС (рудно-магматических систем) закономерность – ассоциацию их с интрузивами повышенной магнезиальности, а в их пределах исключительную приуроченность к наиболее обогащенным оливином членам сингенетически родственного ряда пород [1,5,7,8 и др.]. Эта особенность прослеживается во всех известных интрузивных телах, в которых разномасштабная сульфидная медно-никелевая минерализация ассоциируется с различными по составу и положению в структуре массивов членами сингенетически родственного ряда пород.

Особенностью достаточно разнообразной по условиям залегания, характеру вмещающих пород и структурно-текстурным особенностям сульфидной медно-никелевой минерализации, ассоциированной с дифференцированными габбродолеритовыми телами пайхойского типа, является исключительная простота состава, что существенно отличает этот тип оруденения от известных платино-медно-никелевых месторождений, пространственно и генетически связанных с трапповыми интрузиями норильского-талнахского типа. В их составе установлены пирротин (моноклинный и гексагональный троилит), халькопирит, пентландит, кубанит, пирит, иногда бравоит, миллерит, сфалерит, кобальтин, теллуриды, самородное золото, серебро, свинец, кобальт, а также платиноиды.

В целях выяснения потенциальной платиноносности долеритов комплекса были определены концентрации элементов платиновой группы (ЭПГ) в 25 пробах пород комплекса, обогащенных сульфидами (рис.1). Проведенный анализ показывает, что содержания ЭПГ⁵ (табл.1) во всех проанализированных образцах варьирует в широких пределах, а сумма колеблется от 0.28 до 4.41 г/т. Концентрации Pt и Pd в сумме не превышают 2.4 г/т (0.21-2.4). Приуроченности повышенных концентраций платиноидов к какому-либо определенному типу пород не установлено. Во всех без исключения проанализированных образцах отношение Pt/Pd>1, при колебаниях этого значения от 1.11 до 17.4. Примечательно, что величина Pt/Pd в образованиях закалочной фации полнодифференцированных и дифференцированных силлов различна (Pt/Pd=0.135-14.4, ср.4.44), что позволяет с учетом изучения петрогенных и малых элементов, сделать вывод о возможном различии родоначальной магмы образовавшей равноудаленные друг от друга интрузии.

⁵Ошибка при определении МП+НАА складывается из двух операций: микропробного выделения БМ (порядка 5-10%) и НАА-определение (порядка 10-15%). Средняя ошибка определения БМ приблизительно 15-20%. Определение палладия производилось дуговым атомно-эмиссионным методом с ПЗС-системой. Определение проб выполнено в лаборатории ГЕОХИ (г.Москва).

Химические составы ЭПГ пород и руд Пай-Хоя и платинометалльных
месторождений России и мира [автор, 4,5,11,12,13,14]

		вес,мг	Au	Ag	Pt	Os	Ir	Ru	Pd	Σ	Pt/Pd	Pd/Ir	Pt+Pd
N	Объект		г/г	г/г	г/г	г/г	г/г	г/г	г/г	г/г			г/г
1	Зр-04-05	45.3		0,011	0,2	0,001	0,001	0,029	0,1	0,34	2	100	0,3
2	Зр-04-08	69.3	0,019	0,041	0,57	0,002	0,0014	0,0782	0,14	0,85	4,07	100	0,71
3	Зр-04-11	64.0	0,021	0,025	0,5	0,003	0,003	0,0175	0,1	0,67	5	33,33	0,6
4	Зр-04-13	44.5	0,047	0,02	0,79	0,0052	0,0081	0,0327	0,2	1,10	3,95	24,69	0,99
5	21р-04-4	60.0	0,003	0,029	0,11	0,00008	0,00004	0,0355	0,1	0,28	1,1	2500	0,21
6	27р-05-3	63.4	0,009	0,025	0,13	0,0039	0,006	0,115	0,26	0,55	0,5	46,43	0,39
7	48р-05-2	112.1	0,004	0,13	1,7	0,0022	0,001	0,0865	0,14	2,06	12,14	100	1,84
8	62р-05-1	32.2	0,005	0,13	0,6	0,0054	0,003	0,0496	0,15	0,94	4	45,45	0,75
9	62р-05-2	54.9	0,001	0,034	1,74	0,0035	0,002	0,134	0,1	2,01	17,4	41,67	1,84
10	62р-05-3	96.1	0,0046	0,018	0,72	0,002	0,002	0,105	0,15	1,00	4,8	83,33	0,87
11	63р-05-1	59.1	0,0019	0,042	0,85	0,0017	0,0017	0,118	0,1	1,12	8,5	58,82	0,95
12	63р-05-2	46.0	0,0019	0,065	0,83	0,0025	0,003	0,139	0,1	1,14	8,3	33,33	0,93
13	64р-05-6	65.1	0,0044	0,037	0,16	0,0004	0,0002	0,0317	0,14	0,37	1,14	608,70	0,3
14	69р-05-2	115.2	0,188	0,033	0,27	0,0028	0,0022	0,035	0,2	0,73	1,35	90,91	0,47
15	74р-05-2	85.3	0,053	0,056	0,027	0,0041	0,0062	0,182	0,2	0,53	0,135	32,26	0,23
16	74р-05-3	43.2	0,0017	0,041	0,89	0,0038	0,006	0,136	0,1	1,18	8,9	16,67	0,99
17	75р-05-2	64.2	2,39	0,17	0,22	0,008	0,0106	0,158	0,2	3,16	1,1	18,87	0,42
18	77р-05-3	43.2	0,018	0,11	0,7	0,003	0,0191	0,155	0,4	1,41	1,75	20,94	1,1
19	82р-05	54.4	0,0043	0,1	1,9	0,0105	0,0048	0,198	0,2	2,42	9,5	41,67	2,1
20	98р-05-3	53.1	0,166	1,14	0,74	0,0055	0,003	0,125	0,1	2,28	7,4	33,33	0,84
21	100р-05-3	46.7	0,014	0,31	0,051	0,0123	0,0049	0,085	0,3	0,78	0,17	61,22	0,35
22	142р-05-1	54.0	0,0032	0,055	0,21	0,0015	0,0012	0,0537	0,1	0,42	2,1	83,33	0,31
23	150р-05-2	95.6	0,0056	0,058	0,64	0,0012	0,0017	0,185	0,13	1,02	4,92	76,47	0,77
24	125р-05-1	63.3	0,07	0,4	0,8	0,002	0,0017	0,0795	0,1	1,45	8	58,82	0,9
25	48р-05-2к	29.9	0,031	1,85	2,2	0,0084	0,014	0,111	0,2	4,41	11	14,29	2,4
	среднее		0,12	0,20	0,70	0,004	0,004	0,14	0,16	1,32	4,44	36,51	0,86
26	С1		0,0035	0,1	0,1	0,0005	0,00026	1	0,02	1,22	5	76,92	0,12
27	Кугутегер										3,35	184,17	
28	Дулуг										3,43	217,34	
29	Норильск				0,1-11,9				0,4-10,5		2,4	18,12	
30	Инсизва		0,03-6,69	1,03-257,1	0,024-90,7	0-0,79	0-1,7	0,01-0,97	0,33-289		0,41	18,85	
31	Мончегорск				2,35-4,37	0,02-0,12	0,06-0,13	0,25-0,59	1,1-2,01		2,24	18,56	
32	риф Меренского				4,25				14,89		0,29		
33	риф J-M		0,01-3,94	10	0,15-11,98	0,02-0,95	0,01-0,23	0,02-0,72	0,18-12,48	2,76	1,33	9,74	
34	Печенга										2,84	38,06	
35	Рэглэн				0,005-59,15						1	14,37	
36	Джиньчуань		0,66-12,85		1,66-4,88	0,61-1,67	0,27-0,66	1,09-2,82	2,46-6,99		1,39	8,87	
37	Камбалда										1,88	5,88	
38	Лангмюр		0,13-6,35		0,13-17	0,04-2,2	0,03-2	0,06-4,2	3,3-47,7		4,46	13,4	
39	Томпсон										2,26	2,15	
40	Пийп-2										0,49	0,95	
41	Маунткейт		13-868		1,14-33,7	2-46	0,002-1,44	0,03-2,47	0,4-59,48		1,26	30,65	
42	Садбери		0,22-1,09		0,25-1,66	0,01-0,16	0,005-0,074	0,004-0,34	0,25-2,26		1,29	59,98	
	ср. содержания												
43	риф Меренского				3,74	0,068	0,09	0,45	1,67				
44	Мончегорск		1,15	45,52	5,32	0,088	0,25	0,094	15,81				
45	Печенга		0,7	10	0,6	0,18	0,11	0,045	0,5				
46	Джиньчуань		1,02		3,56	0,23	0,25	0,28	1,38				
47	Томпсон		1,15		1,96	0,78	0,62	1,38	12,53				
48	Камбалда		3,75		2,86	1,01	0,48	1,95	4,2				
49	Садбери		421,6		12,35	29	0,76	1,35	14,59				
50	Войсис Бэй		0,53		0,62	0,035	0,019	0,11	0,93				

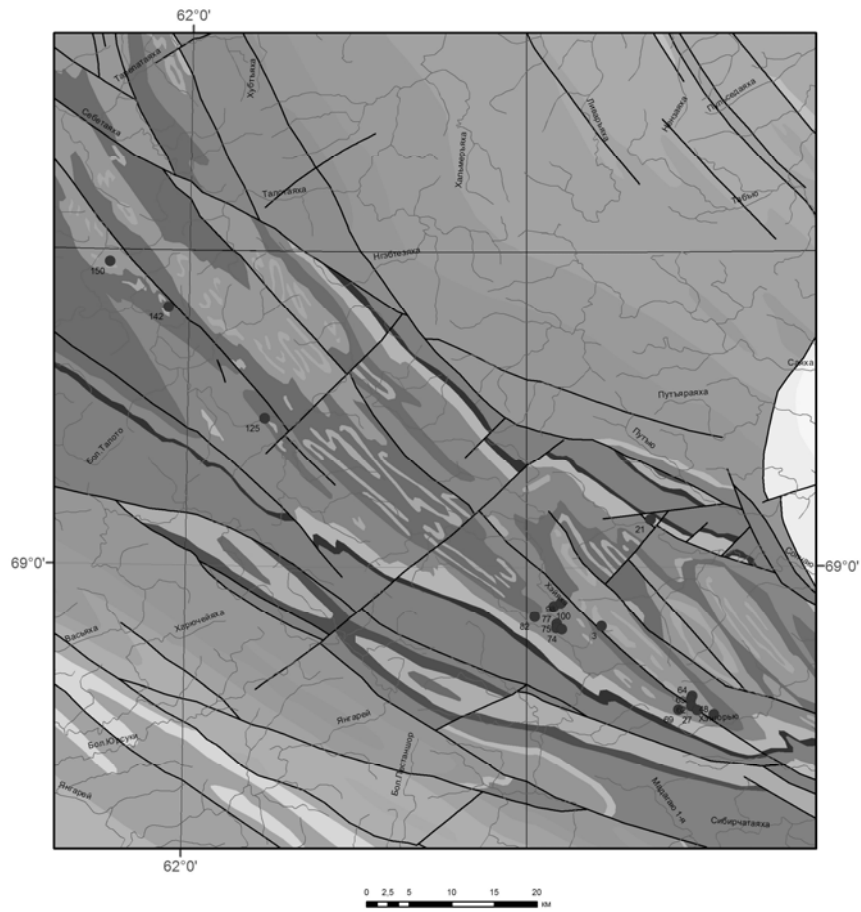


Рис.1. Схема размещения мест отбора проб на элементы платиновой группы
Цифрами обозначены авторские номера проб (см. табл.1)

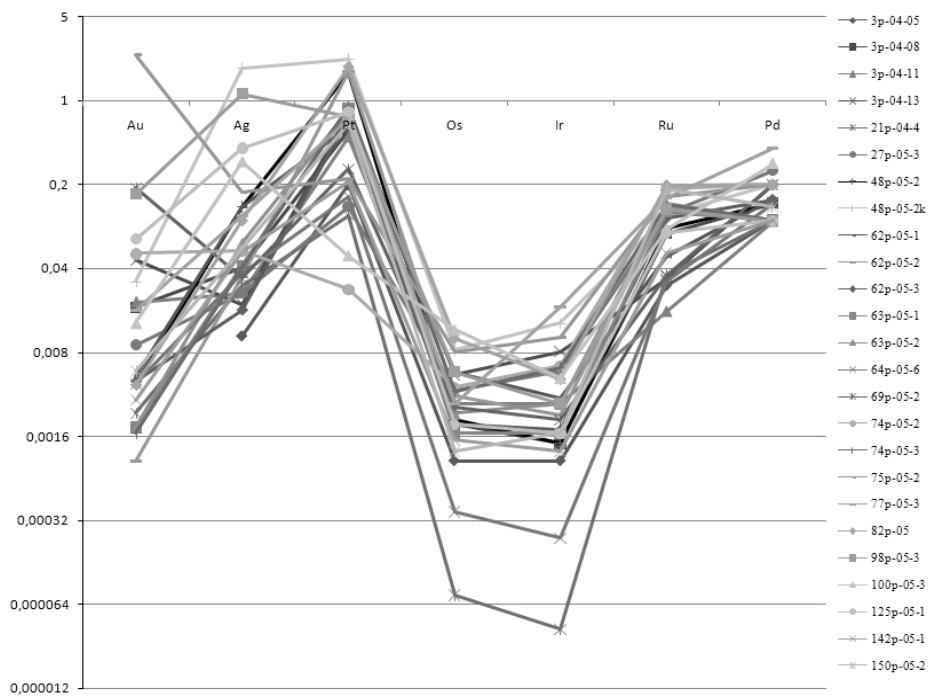


Рис.2. График содержаний элементов платиновой группы в магматитах Пай-Хоя

На графике распределения значений платиноидов (рис.2) отчетливо отмечается схожесть кривых рудопроявлений Пай-Хоя. Магматический комплекс характеризуется обогащением платиной по сравнению с тугоплавкими осмием и иридием. Высокие содержания тугоплавкого рутения в долеритах, вероятно, можно связывать либо с его высоким кларком, либо с его небольшим удельным весом.

Сравнительный анализ элементов платиновой группы Пай-Хоя с известными платинометалльными месторождениями России и мира (рис.3) показывает сходство трендов распределения ЭПГ. Отличия отмечены в содержаниях легких (Ru) и тяжелых платиноидов (Ir, Os, Ag). На графике средних отношений Pt/Pd к Pd/Ir пород Пай-Хоя в сравнении с другими месторождениями России и мира (рис.4), породы Пай-Хоя можно выделить в отдельный пайхойский тип платинометалльных рудопроявлений.

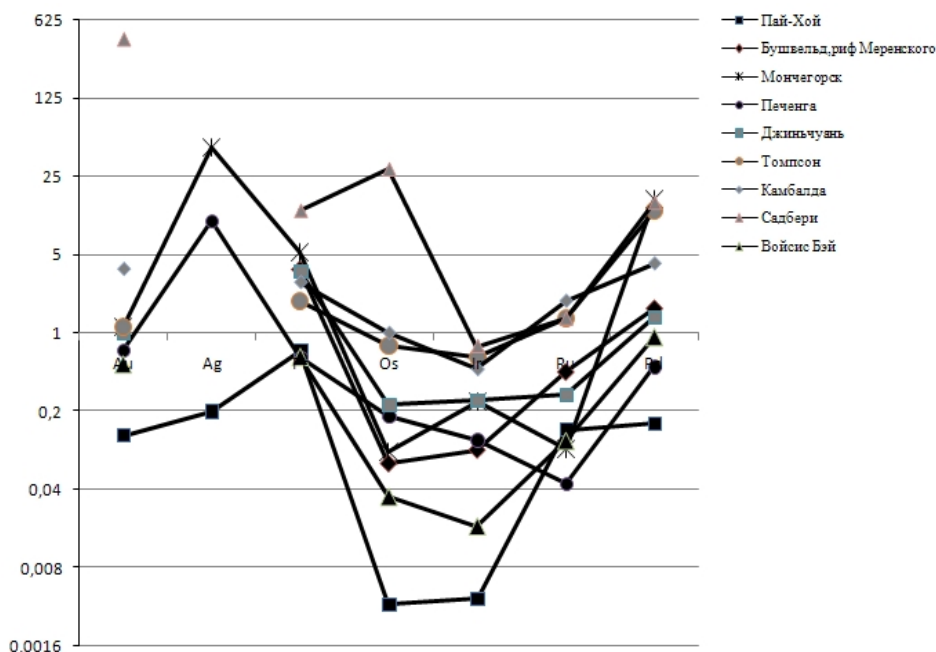


Рис.3. График средних содержаний элементов платиновой группы в магматитах Пай-Хоя и платинометалльных месторождений России и мира

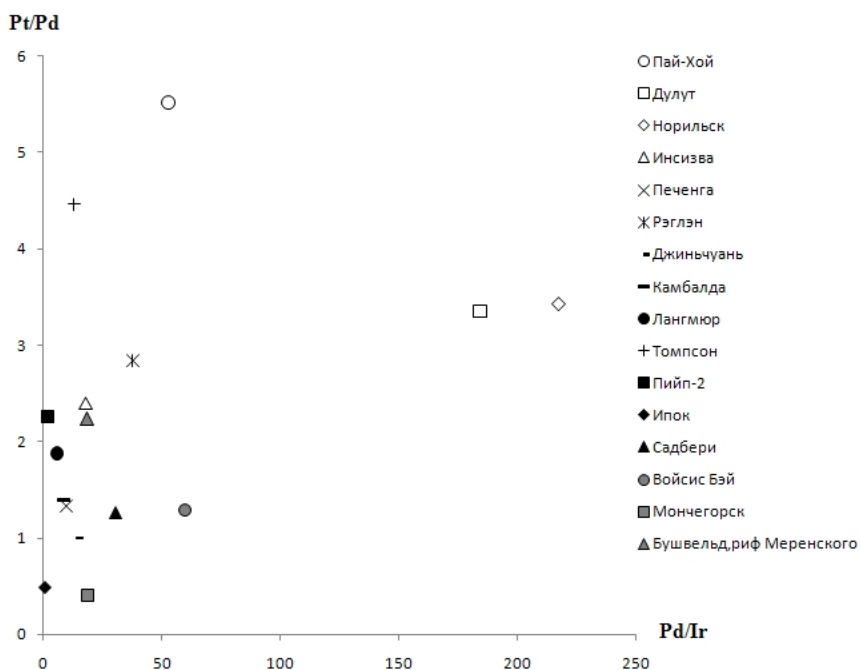


Рис.4. График отношений Pt/Pd и Pd/Ir в породах и рудах Пай-Хоя, России и мира

С целью выяснения формы нахождения платиноидов в породах комплекса, был проведен корреляционный анализ ЭПГ с S, Ni, Co и Cu. Анализ показывает, что Pt и Pd коррелируют друг с другом, а также с Ni, Co и Cu. Это, с одной стороны, свидетельствует о том, что даже в случае значительного скопления сульфидов в породах комплекса, не следует ожидать промышленных концентраций платиноидов, а, с другой стороны, что ЭПГ присутствуют в магматитах не в виде сульфидов, а как интерметаллические соединения Pt и Pd с Ni, Co и Cu.

Литература

1. *Годлевский М.Н., Лихачев А.П.* Условия зарождения и кристаллизации рудоносных магм, формирующих медно-никелевые месторождения // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск, 1979. Т.1. С.7-83.
2. *Гранович И.Б., Зудин Ф.Д., Маслов М.А.* Основные черты металлогении западного склона Урала и Пай-Хоя // Магматизм и металлогения северо-востока Европейской части СССР и Северного Урала. Сыктывкар, 1978. С.36-40.
3. *Жуков Ю.В., Заборин О.В.* Сульфидное медно-никелевое оруденение на Пай-Хое // Геология и полезные ископаемые северо-востока Европейской части СССР и севера Урала (Труды VII геол. конф. Коми АССР). Сыктывкар, 1973. Т.2. С.438-440.
4. *Лихачев А.П.* Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. – Москва: Эслан. 2006. 496 с.
5. *Налдрет А.Дж.* Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометаллических руд. С.-Пб.: СПбГУ, 2003. 487 с.
6. *Остащенко Б.А., Баронихин В.А.* Новые данные по минералогии сульфидных руд Центрального Пай-Хоя // Тр. Института геологии Коми филиала АН СССР. Ежегодник, 1970. Сыктывкар, 1973. С.136-137.
7. *Чернышов Н.М.* Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж, 1971. 312 с.
8. *Чернышов Н.М.* Металлогеническое районирование Воронежского кристаллического щита в связи с его никеленосностью // Геология месторождений. 1990. Т.32. № 3. С.3-16.
9. *Чулаевский А.М., Короткова Г.А. и др.* Отчет по производству поисковых работ на сульфидные медно-никелевые руды в междуречье рек Хей-Яга, Хенгур-Ю на территории листов R-41-115-A (а, б), В; R-41-116-A, Б (Отчет Хейягинской ГПП за 1976-79 гг.). Воркута, 1979.
10. *Юшкин Н.П., Давыдов В.И., Остащенко Б.А.* Магматические образования Центрального Пай-Хоя и их металлогенические особенности // Вопросы петрографии севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1972. С.3-34 (Труды Института геологии Уоми филиала АН СССР. Вып.17).
11. *Cawthorn R.G., Merkle R.K., Viljoen M.J.* Platinum-group element deposits in the Bushveld Complex, South Africa // The Geology, Geochemistry, Mineralogy and Mineral Beneficiation of Platinum-Group Elements. Ed. L.J. Cabri. Ottawa, Ontario. Canadian Institute of Mining and Metallurgy. 2002. Special. V.54. P.389-429.
12. *Chai G., Naldrett A.J.* Petrology and geochemistry of the Jinchuan ultramafic intrusion: cumulate of a high-Mg basaltic magma // J. Petrol. 1992a. V.33. P.1-27.
13. *Naldrett A. J.* Mineralogy and composition of the Sudbury ores // The geology and ore deposits of the Sudbury structure. Ontario Geological Survey. Special. V.1. 1984b. P.309-325.
14. *William V. Boynton.* Geochemistry of Rare Earth Elements Meteorite Studies // Rare Earth Element Geochemistry. Amsterdam. 1984. P.11-30.

О.Якубович
СПбГУ, С.-Петербург

СООТНОШЕНИЕ ЗОН КАЛИЕВОЙ И НАТРИЕВОЙ МИГМАТИЗАЦИИ В СЕВЕРНОМ ПРИЛАДОЖЬЕ

Несмотря на относительно небольшую распространенность свекофеннитов на российской территории по сравнению с Финляндией или Швецией, решение вопросов структурно-тектонических и стратиграфических соотношений разных типов пород оказывается наиболее благоприятным в приладожском регионе в силу хорошей обнаженности структур вдоль северной и западной береговой зоны Ладожского озера. В настоящей работе обсуждается вопрос о возрастном соотношении выделенных в свекофеннитах Приладожья двух геохимических зон: калиевой (Приозерской) и натровой

(Лахденпохской), которые представляются вещественными аналогами подобных зон в составе Свекофеннского пояса Финляндии и Швеции.

Свекофенниды Приладожья (Южный домен, далее - ЮД) входят в состав Свекофеннского пояса и представлены метаморфизованными до гранулитового уровня породами лахденпохской серии – высокотемпературными аналогами терригенных осадков ладожской серии (Геологическое развитие., 1970). ЮД рассматривается как самостоятельный тектонический элемент Свекофеннского пояса, характеризующийся специфическими особенностями развития (Балтыбаев и др., 1996). Время осадконакопления, магматизма и метаморфизма пород ЮД определяется как раннепротерозойское. Формационный состав развитых в этом районе супракrustальных образований соответствует, в основном, метаморфическим аналогам раннепротерозойских турбидитов. Зональность в первичном составе метаосадочной толщи ЮД позволяет выделить две зоны: (1) с преобладанием метаграувакк, мергелистых пород и вулканитов известково-щелочного ряда (Балтыбаев, Левченков, 2005), (2) с преобладанием метапелитов и умеренно глиноземистых металевролитов с отчетливой калиевой геохимической специализацией (Шульдинер и др., 1997; Балтыбаев и др., 2002). Породы обеих зон интенсивно мигматизированы, причем в первой зоне мигматиты преимущественно натровые, во второй – только калиевые. Они образуют сложную складчатую структуру субширотного и северо-западного простирания с круто ориентированными осевыми поверхностями мелких складок, близвертикальной ориентировкой кристаллизационной сланцеватости и метаморфической полосчатости, в частности мигматитовой.

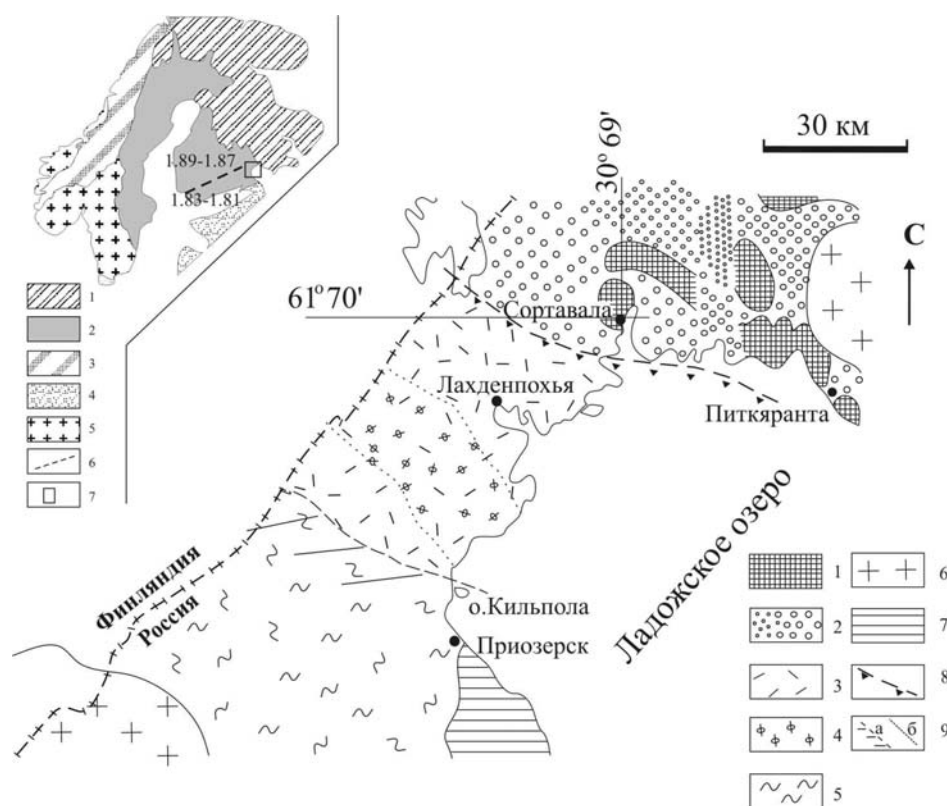


Рис. 1. Схема геохимического районирования свекофеннид Приладожья

1 - выступ архейского фундамента в ядрах окаймленных гнейсовых куполов; 2 - нижнепротерозойский вулканогенно-осадочный покров, метаморфизованный в фациях биотит-хлоритовых, ставролитовых, андалузитовых сланцев и силлиманит-мусковитовых, силлиманит-ортоклазовых гнейсов (увеличение размера кружков соответствует росту метаморфизма); 3-5 - раннепротерозойские породы высоких ступеней метаморфизма (гранулитовой и амфиболитовой): плагиогнейсы и плагиомигматиты Na-зоны (3), плагиогнейсы и плагиомигматиты с повышенной известковистостью (4); преимущественно гранат-кордиеритовые гнейсы и калиевые мигматиты K-зоны (5); 6 - массивы рапакиви; 7 - рифейский платформенный чехол; 8 - надвиг, разделяющий породы гранулитовую область от более низкотемпературных пород; 9а - граница Na и K зон; 9б - граница подзоны пород повышенной известковистости

На врезке. Положение свекофеннид в структурах региона. 1 - архейские породы Балтийского щита, 2 - свекофенниды, 3 - каледониды, 4 - рифейский чехол, 5 - граниты, 6 - сутурная зона сочленения двух геохимических зон (Ehlers et al., 1993), 7 - участок исследования (Северное Приладожье)

Прикратонная Лахденпохская зона характеризуется преобладанием метаосадков в которых доминируют граувакки, а удаленная от Карельского кратона Приозерская зона отличается преобладанием в разрезе существенно калиевых метapelитов и металевролитов. В Финляндии к первой зоне относятся породы центральной и западной части страны, представленные плагиогнейсами, плагиомигматитами и тоналит-плагиогранитами. Эти породы слагают Центральный Свекофеннский островодужный комплекс (CSAC, Korsman et al., 1998), пик метаморфизма и гранитизации которого оценивается в 1.89-1.87 млрд лет. CSAC противопоставляется Южнофинляндской позднесвекофеннской гранит-мигматитовой зоне (LSGM, Korsman et al., 1998; Ehlers et al., 1993), где преобладают калишпатсодержащие гнейсы и калиевые интрузии возрастной группы 1.84-1.81 млрд лет (рис.1). Недавние исследования (Väisänen et al., 2002) выявили в LSGM относительно молодую термальную активность, проявленную в интервале 1.82-1.81 млрд лет назад, которая выразилась в высокотемпературном метаморфизме, мигматизации метapelитов, а также развитии ортопироксенсодержащих интрузивных пород.

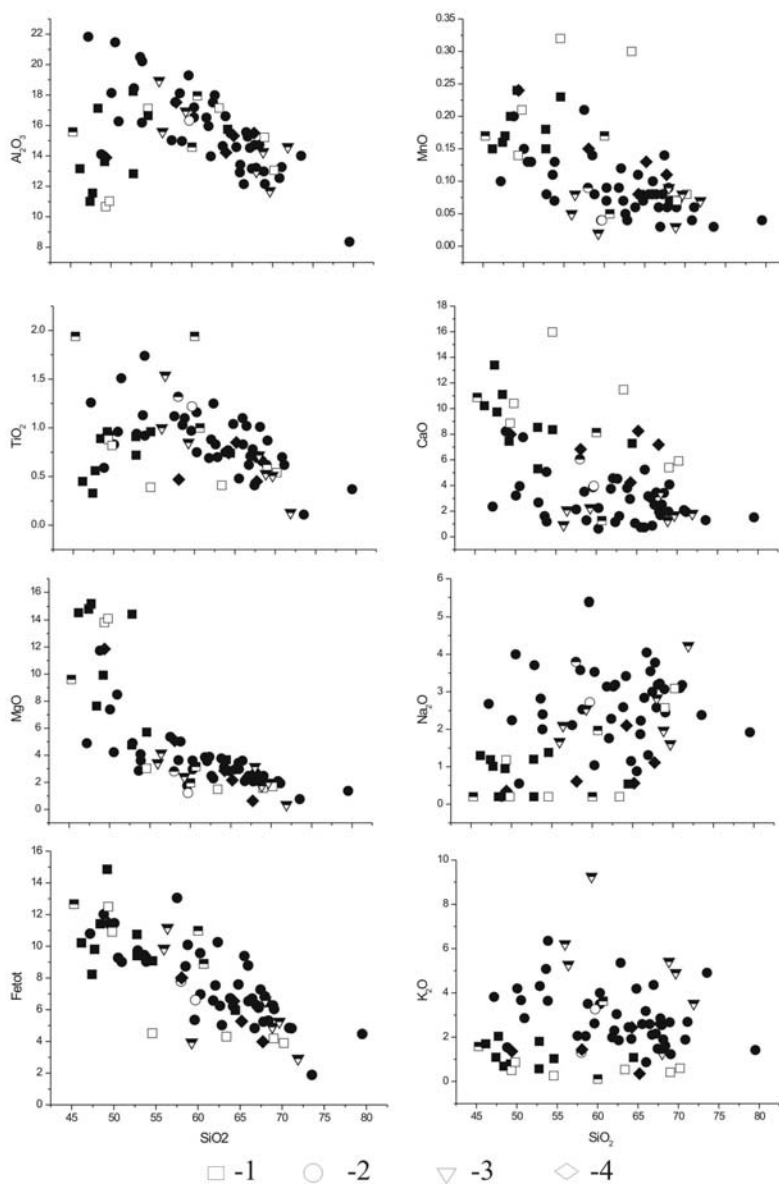


Рис.2. Диаграмма Харкера для супракратальных пород Лахденпохской и Приозерской зон Приладожья
 1 - гиперстеновые гнейсы; 2 - биотитовые, гранат-биотитовые гнейсы и мигматиты;
 3 – глиноземистые гнейсы; 4 - известковистые будины. Сплошной заливкой показаны образцы из Лахденпохской зоны, с точкой внутри - из Приозерской зоны, без заливки - из переходной площади между двумя зонами

Особенности химических составов некоторых типов супракрустальных пород Приозерской и Лахденпохской зон представлены на диаграммах Харкера (рис.2).

Закономерные изменения выявлены и в распределении плутонических комплексов и мигматитов: в Приозерской зоне эти породы также имеют четкий калиевый уклон, типичными представителями магматических пород и лейкократового вещества мигматитов являются двуполевошпатовые граниты. Для Лахденпохской зоны, наоборот, характерны плагиограниты и плагиомигматиты, а нормальные граниты появляются, главным образом, как более поздние образования, внедрявшиеся на заключительных стадиях орогенеза.

Данные о примерно одинаковой верхней возрастной границе для осадков разных геохимических зон позволяют предполагать, что различия в вещественном составе метаморфизованных толщ Лахденпохской и Приозерской зон можно рассматривать как результат унаследования состава палеосубстрата при его дезинтеграции. В целом, выявленная зональность в свекофеннидах может трактоваться как смена структур: край континента - шельф - глубоководная впадина окраинного моря с турбидитовой и удаленной зонами.

Результаты геохронологических исследований свидетельствуют о синхронности формирования мигматитов Приозерской и лахденпохской зон (Балтыбаев и др., 2004; Балтыбаев, Левченков, 2005). Совершенно иную картину дают изотопные данные по соседним с Россией скандинавским странам: для свекофеннид территории Финляндии и Швеции установлено, что калиевые мигматиты образовались значительно позднее, чем мигматиты в натриевой зоне (Väisänen et al., 2002; Andersson et al., 2004), и эта разница в возрасте не менее 40 - 50 млн лет.

Таким образом, возникает необходимость обсуждения проблемы асинхронности калиевой мигматизации в пределах отдельных структур в составе Свекофеннского пояса. Не исключено, что изученные структуры отражают не только латеральную, но и вертикальную неоднородность Свекофеннского пояса, с одновременной кульминацией эндогенных процессов в пределах конкретных тектонических зон.

Литература

1. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Мейерский надвиг - главный элемент строения сутуры на границе Карельского кратона и Свекофеннского пояса в Приладожье, Балтийский щит // ДАН, 1996. Т.348. № 3. С.353-356.
2. Балтыбаев Ш.К. Левченков О.А. Вулканиды в свекофеннидах Приладожья и результаты U-Pb, Pb-Pb датирования пород разного генезиса как основа для корреляции свекофеннских событий // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2005. Т.13. № 2. С.3-19.
3. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Левченков О.А. и др. О возрастном соотношении провинций калиевых и натровых мигматитов в свекофеннидах (Приладожье, Балтийский щит) // ДАН. 2002. Т.383. № 4. С.523-526.
4. Геологическое развитие глубинных зон подвижных поясов (Северное Приладожье) / Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Сергеев А.С. и др. Л., Наука, 1970. 227 с.
5. Шульдинер В.И., Балтыбаев Ш.К., Козырева И.В. Тектоно-метаморфическое районирование Приладожья // Вестн. С.-Петерб. ун-та, 1997. Сер.7. Вып.3. С.63-70.
6. Andersson U.B., Högdahl K., Sjöström H. et al. Magmatic, detrital, and metamorphic ages in metamorphic rocks from south-central Sweden // 26th Nordic Geological Wintermeeting, Uppsala, Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar. 2004. 040106-09. V.126. P.16-17.
7. Ehlers C., Lindroos A., Selonen O. The late Svecofennian granite-migmatite zone of southern Finland - a belt of transpressive deformation and granite emplacement // Precambrian Research. 1993. V.64. P.295-309.
8. Korsman K., Niemela R., Wasenius P. Multistage evolution of the Proterozoic crust in the Savo schist belt, eastern Finland // Geol. Surv. Finland Bull. 1988. V.343. P.89-96.
9. Väisänen M., Manttari I., Hölttä P. Svecofennian magmatic and metamorphic evolution in southwestern Finland as revealed by U-Pb zircon SIMS geochronology // Precambrian Research. 2002. V.116. P.111-127

СЕКЦИЯ 3

Геофизика и геоэкология

*Н.Н.Андреева¹, В.П.Шевченко², Д.А.Субетто³, В.В.Гордеев², С.П.Алексанкина²,
Е.О.Золотых², А.В.Лудикова⁴*

¹andreeva-nnadejda@yandex.ru, МГУ, Москва; ²ИО РАН, Москва; ³РГПУ, С.-Петербург;

⁴ИНОЗ РАН, С.-Петербург

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА ЛЕСНОЕ (СОЛОВЕЦКИЙ АРХИПЕЛАГ БЕЛОГО МОРЯ)

Введение

Исследование донных отложений озер позволяет изучить историю развития не только самих озер, но и окружающей территории, реконструировать природно-климатические обстановки прошлого, что является весьма актуальной задачей [3]. Исследования химического состава донных отложений позволяют реконструировать обстановки седиментации в прошлом и оценить степень их загрязнения в результате антропогенного воздействия в настоящее время. Одним из объектов исследований авторов являются Соловецкие острова, озера которых хотя и находятся вдали от крупных промышленных предприятий и городов, но могут быть загрязнены за счет дальнего воздушного переноса [4]. Исследования проведены на озере Лесное (на некоторых картах оз.Исаковское) расположенном в западной низменной части Большого Соловецкого острова на отметке 3 м над уровнем моря и через систему озер имеющее сток в Сосновую губу Белого моря (рис.1). Оно относится к реликтовым озерам, как бывший залив Белого моря, отшнуровавшийся от него около 2500-3000 лет назад.

Целью данной работы является определение элементного состава и изучение геохимических особенностей донных отложений озера Лесное.

Материалы и методы

Полевые исследования были проведены во время экспедиции Института озероведения РАН, факультета географии Российского государственного педагогического университета им.А.И.Герцена, Института океанологии им.П.П.Ширшова РАН и Соловецкого государственного историко-архитектурного и природного музея-заповедника на Соловецкие острова, проводившейся в августе 2006 г. под руководством Д.А.Субетто. Отбор керн донных отложений осуществлялся с плота с помощью торфяного бура (длина пробоотборной части 1 м, диаметр 7.5 см) в точке с координатами 65°05.7' с.ш. и 35°35.9' в.д. и с глубины воды 1.75 м. Общая мощность вскрытых отложений составила 1.99 м. Керны транспортировались в Институт озероведения РАН, где опробованы на литолого-геохимические исследования, на споро-пыльцевой и диатомовый анализы с разрешением 5 см. Лабораторные исследования проводились в Институте океанологии им.П.П.Ширшова РАН, Институте озероведения РАН и МГУ им.М.В.Ломоносова.

Содержание Si, Al, P определено колориметрическим способом на фотоколориметре КФК-3. Подготовка образцов к анализу осуществлялась сплавлением в муфельной печи типа СНОП при температуре +900°C со смесью буры и соды (Na₂CO₃). Определение содержания органического углерода (C_{орг}) проводилось газовым методом с автоматическим титрованием на экспресс-анализаторе углерода АН-7529. Элементный состав осадков определяли методами инструментального нейтронно-активационного анализа и атомно-абсорбционной спектроскопии в пламени ацетилен – воздух на спектрометре Квант-2А.

Результаты и их обсуждение

По результатам исследования литостратиграфии и диатомового анализа в изучаемом разрезе было выделено 3 основных горизонта, границы которых фиксируют наиболее существенные изменения обстановок осадконакопления. Нижние пачки донных отложений представлены органогенно-глинистыми алевритовыми илами, опесчаненными, с включением раковин моллюсков. Переходный горизонт от морских к озерным отложениям фиксируется появлением черных гидротроилитовых прослоев. Озерные отложения представлены сапропелями (гиттией) бурого цвета

небольшой мощности. На ранних этапах осадконакопление протекало в условиях полу-изолированного морского залива с низкой гидродинамической активностью. В последующем некотором обмелении бассейна, увеличилась степень изолированности водоема и влияние пресных вод, результатом чего стало появление пресноводных диатомовых и увеличение в осадках содержания $C_{орг}$ [3]. Третий этап седиментации протекал в условиях мелководного мезоэвтрофного пресноводного озера, в результате чего накопился маломощный слой органогенного сапропеля.

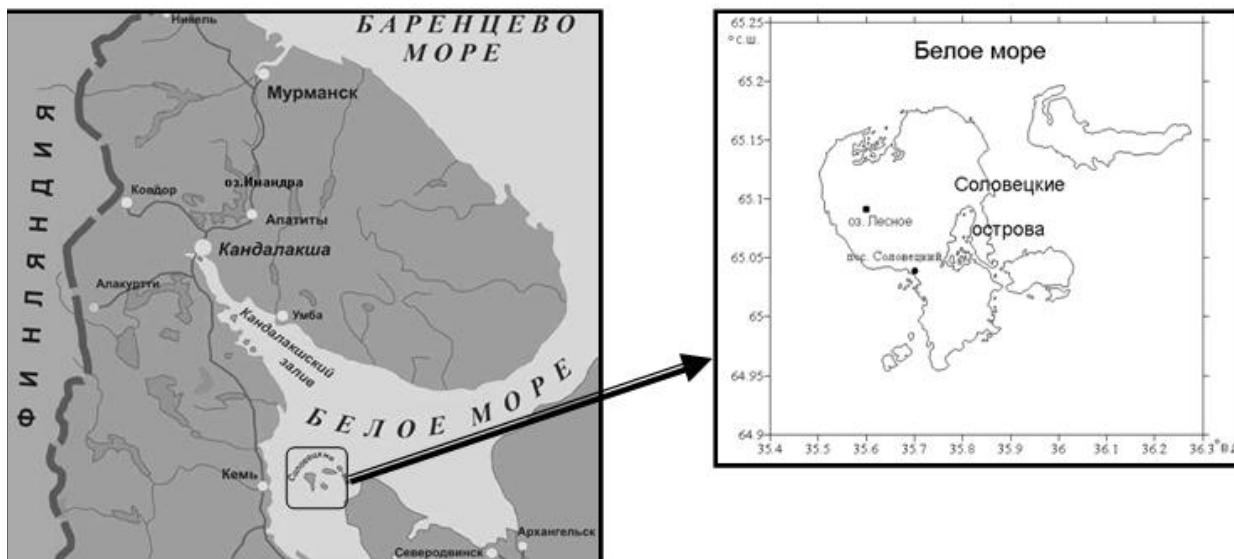


Рис.1. Схема расположения района исследования

Для изучения характера антропогенного воздействия на донные осадки озер Соловецкого архипелага проводилось сравнение химического состава донных отложений озера Лесного, более загрязненного озера Имандра (центральная часть Кольского полуострова) [1] и озер, находящихся вдали от возможных источников загрязнения, с фоновым содержанием элементов – горное озеро в Чуна-тундрах (западная часть Кольского полуострова) [2] и ряда озер в северной части Швеции [5]. Концентрации некоторых элементов в донных осадках озера Имандра в несколько раз выше, чем Лесного: Cu – в 13, Ni – в 29, Cr – в 2, U – в 6.7, Va – в 4 Co – в 2, Zn – в 2.5 раза. Концентрации таких элементов как Co , Pb , Zn в озерах, взятых за условно-фоновые, и в озере Лесное находятся примерно на одном уровне, тогда как содержание Cu и Ni в осадках озера в Чуна-тундрах несколько выше, чем в отложениях озера Лесное, что несомненно говорит о хорошей экологической обстановке на Соловках. Повышенные концентрации Pb в верхних слоях донных отложений отмечаются во всем северном полушарии вследствие интенсивного сжигания угля промышленными предприятиями и этилированного бензина автотранспортом [5]. Донные отложения озера Лесное не стали исключением из этой закономерности (рис.2). Содержание Pb в разрезе глубже 40 см остается на уровне 4-6 ppm, тогда как в верхнем горизонте доходит до 15-17 ppm, похожие значения наблюдаются в осадках озера Имандра, озера в Чуна-тундрах и озер на севере Швеции [1,2,5].

Наблюдается связь между концентрациями элементов и гранулометрическим составом проб. Концентрации Cu , Ni , Cr снижаются с увеличением размерности материала (вниз по разрезу) (рис.2). Причем наибольшие концентрации Cu и Ni приходятся на интервал 0.35-0.45 м, что соответствует изменению окислительно-восстановительных условий на этапе смены морского осадконакопления озерным. Это же характерно и для распределения Mn . Максимальные концентрации Co и Fe в изученном разрезе отмечены в интервале 0.15-0.25 см, что вероятно связано с распределением $C_{орг}$, тогда как концентрации Cu , Ni , Cr , Al , Si в этом же интервале минимальны и имеют отрицательную корреляцию с $C_{орг}$. Содержание Si и Al , относимых к литогенным, к верхам разреза уменьшается, между их содержаниями намечается четкая прямая зависимость. Можно считать, что эти изменения происходят не за счет увеличения содержания аморфного кремнезема, а за счет присутствия терригенной примеси, уменьшающейся к верхам разреза. Доля фосфора в разрезе изменяется от 0.02 до 0.16%, наибольшие количества этого элемента приурочены к верхним 20 см разреза, фосфор имеет биогенное происхождение.

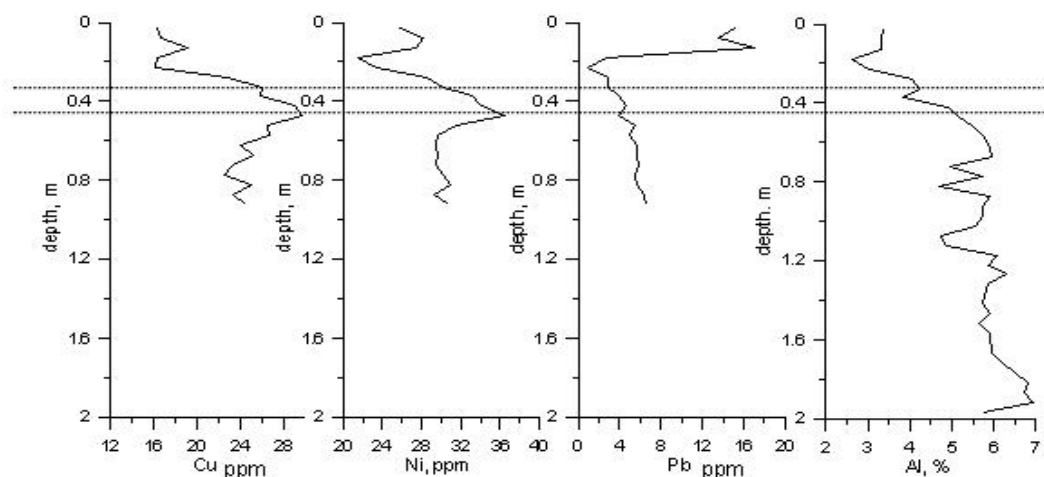


Рис.2. Распределение Cu, Ni, Pb, Al в донных отложениях оз.Лесное

Данные сравнительного анализа осадков озера Лесное с другими изученными объектами свидетельствуют о том, что они близки по концентрациям химических элементов осадка озера в Чуна-тундрах, что говорит о хорошей экологической обстановке на Соловецком архипелаге в целом и о том, что антропогенное загрязнение практически не коснулось данного региона.

Весной 2008 г. состоялась новая палеолимнологическая экспедиция на Соловки, в результате которой были отобраны пробы на радиоуглеродное датирование и датирование по изотопу ^{210}Pb , что позволит в дальнейшем оценить динамику геохимического состава донных отложений во времени.

Благодарности

Авторы признательны сотрудникам Соловецкого государственного историко-архитектурного и природного музея-заповедника и лично А.Н.Соболеву за помощь в экспедиции. Авторы благодарят А.Б.Исаеву, Л.В.Демину, Д.Д.Кузнецова, Т.В.Сапелко, В.Л.Лукшу, Ю.В.Ростовцеву, Д.Ю.Сапожникова, Г.Д.Субетто за участие в обработке фактического материала, академика А.П.Лисицына и профессора В.М.Сорокина за поддержку.

Работа была выполнена при финансовой поддержке Гранта НШ-361.2008.5, проектов 4.4 Программа фундаментальных исследований № 17 Президиума РАН, «Наночастицы» ОНЗ РАН, РФФИ №№ 07-05-01115-а, 07-05-00192-а и 08-05-10027-к.

Литература

1. Моисеенко Т.И., Даувальтер В.А., Родюшкин И.В. Механизмы круговорота природных и антропогенно привнесенных металлов в поверхностных водах арктического бассейна // Водные ресурсы. 1998. Т.25. № 2. С.231-243.
2. Моисеенко Т.И., Даувальтер В.А., Ильяхук Б.П. и др. Палеоэкологическая реконструкция антропогенной нагрузки // ДАН. 2000. Т.370. № 1. С.115-118.
3. Субетто Д.А., Шевченко В.П., Сапелко Т.В. и др. История озер Соловецкого архипелага и изменения уровня Белого моря в голоцене. Предварительные результаты палеолимнологических исследований 2006 г. // Материалы XVII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. 2007. Т.III. М.: ГЕОС. С.286-288.
4. Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. 226 с.
5. Johansson K., Andersson A., Andersson T. Regional accumulation pattern in lake sediments and forest soils in Sweden // The Science of the Total Environment. 1995. V.160/161. P.373-380.

КОМПЛЕКСНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НОРМАЛЬНОГО ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ И БЕЗОПАСНОСТИ ХВОСТОХРАНИЛИЩА АНОФ II

В условиях бурного роста промышленного производства, усложнения техногенных систем, значительное увеличение их влияния на природную среду, роль и значение мероприятий по улучшению природно-промышленной безопасности постоянно и быстро возрастает. Любые промышленные объекты и технологии, связанные с освоением и использованием природных ресурсов, негативно воздействуют на природу, что ведет к необратимым изменениям природных систем. Поэтому разработка инженерных методов защиты окружающей среды, предотвращения необратимых процессов, приводящих к ее разрушению, уменьшению риска техногенных аварий и катастроф, связанных с созданием и эксплуатацией промышленных систем, является на сегодня актуальной задачей, а информационные системы используемые предприятиями играют ведущую роль при принятии управленческих решений.

Для моделирования природно-технических комплексов (ПТК) представляется перспективным использование методов имитационного моделирования, позволяющих анализировать различные варианты развития ПТК и прогнозировать последствия принятия управленческих решений.

Использование технологии концептуального анализа в рамках имитационных систем моделирования позволяет автоматизировать все стадии создания открытой модели предметной области, в том числе осуществлять проверку корректности ее структуры. Концептуальная модель является своеобразной надстройкой над вычислительной сетью (сетью процессов) и предназначена для описания конструкций предметной области на адекватном языке. Таким образом, использование формализмов концептуальной модели позволяет упростить описание и реализацию различного рода алгоритмов: контроля корректности модели, режима имитации и т. п.

В статье рассматривается опыт применения технологии концептуального проектирования в задаче обеспечения нормального функционирования хвостохранилища АНОФ-II. Разрушение защитных сооружений хвостохранилища может вызвать серьезные последствия для окружающей природной и социальной сред, а ущерб от них – превысит затраты на строительство. Наиболее частыми причинами аварий являются: нарушение правил проектирования, эксплуатации, недостаточное финансирование мероприятий по обеспечению безопасности гидротехнических сооружений. Моделирование такого класса объектов позволит оценить различные варианты их развития и, выявив наиболее уязвимые моменты в функционировании сооружений, снизить их влияние на окружающую среду, предотвратить аварийные ситуации.

В настоящей работе методы концептуального анализа реализуются средствами программной системы моделирования (ПСМ) на основе открытой ситуационной концептуальной модели (СКМ), которая расширена на задачу хранения и обработки данных [1].

СКМ предназначена для моделирования ПТК, она интегрирует пространственно-зависимые данные через интерфейс геоинформационной системы (ГИС-интерфейс) и экспертные знания об изучаемом объекте посредством экспертной системы. Концептуальная модель состоит из трех сортов элементов и отношений между ними. Элементами концептуальной модели являются: объекты, которые отражают организационную структуру исследуемого ПТК; ресурсы, моделирующие потоки данных; процессы – преобразователи входных потоков данных в выходные. Наглядно модель представляется в виде древовидного графа – дерева объектов, отображающего структурные компоненты объекта исследования, связанные с этими объектами задачи и организационные связи между объектами. Корневой объект (объект исследования) интерпретируется как глобальная цель моделирования. Иерархичность модели позволяет детализировать описание структуры исследуемого объекта с ростом уровня декомпозиции. Для объектов существует два типа отношения иерархии, что позволяет расширить возможности декомпозиции объектов модели. Отношение композиции (“&”) может рассматриваться как построение объекта агрегацией элементов, а отношение классификации (“V”) – как альтернативное представление различных вариантов объекта верхнего уровня [1]. Каждому объекту может приписываться набор процессов. Таким образом, внутренняя структура каждого объекта модели представляет собой фрагмент сети процессов и ресурсов, которая создается пользователем на этапе построения модели [2].

Для ознакомления с рассматриваемым технологическим процессом кратко опишем схему функционирования хвостохранилища АНОФ-II. Хвостохранилище АНОФ-II образовано насыпными дамбами, которые предотвращают его размыв. Гидротранспорт хвостов осуществляется пульпонасосными станциями, на территории хвостохранилища пульпа распределяется между левой и правой ветками пульповода. Из распределительного пульповода она поступает в отстойный пруд, где происходит ее складирование. Твердые частицы, образующиеся в результате разложения пульпы в отстойном пруду, оседают с образованием донных отложений, которые намываются на ограждающие дамбы плавающей насосной станцией. Отвод осветленной воды из пруда осуществляется через водоприемные колодцы по водосбросному коллектору. Для сбора фильтрационных вод предусмотрены дренажные каналы вдоль дамб. При намыве осадочной породы на ограждающие дамбы образуется пляжная зона. Поскольку климат региона отличается частой сменой воздушных масс, перемещением циклонов и фронтов, то периодически может происходить пыление пляжной зоны. Также в районе хвостохранилища выпадает значительное количество осадков, что может привести к превышению допустимого уровня воды в пруду и последующему размыву дамбы.

Таким образом, информационная поддержка нормального процесса функционирования хвостохранилища, направленная на повышение надежности и безопасности сооружений, позволит решить следующие задачи:

- проверка надежности и коррозионной устойчивости стенок пульповодов;
- контроль целостности стенок пульповодов;
- контроль надежности дамб хвостохранилища и других сооружений и соответствия их диагностических параметров критериям безопасности;
- контроль соответствия экологическим стандартам.

Рассмотрев структуру хвостохранилища, перейдем к разработке его концептуальной модели. Гидротехническое сооружение АНОФ-II, как объект исследования, можно разбить на четыре основных подобъекта:

- оборудование – состоит из механических и электрических приборов;
- сооружения – ограждающие конструкции, дамбы (плотины);
- накопитель – бассейн, который в свою очередь состоит из пляжной зоны (намытых промышленных отходов) и отстойного пруда, где скапливается вода;
- коммуникации – служат для транспортировки складированного вещества и воды.

Накопителями являются следующие объекты: пляжная зона и отстойный пруд. Коммуникации состоят из водоводов и пульповодов. К оборудованию относятся пульпонасосные станции и плавающая насосная станция. В качестве сооружений будем рассматривать дамбы, предотвращающие размыв по основным направлениям. Разбиение пульповодов на сектора, как внешнего (магистрального), так и внутренних (распределительных), также производится с учетом основных направлений размыва и степени безопасности.

В рамках технологии концептуального анализа в применении к ПТК после проведения декомпозиции исследуемого объекта выполняется заполнение подобъектов процессами и назначение между ними ресурсных связей. На рисунке 1 раскрыта внутренняя структура подобъекта «Дамба». Ниже поясним функции стандартных исполнителей процессов.

Влияние климатических условий на изменение уровня воды в пруду оценивается с использованием специализированной экспертной системы (рис.1), которая назначается в качестве исполнителя процессу, рассчитывающему коэффициент испарения. Применение экспертной системы в составе программного комплекса позволяет представить функционирование исследуемого объекта в виде набора правил, действующих в тех случаях когда трудно получить строгое аналитическое описание процессов модели. Пространственно-зависимые расчеты, необходимые для вычисления таких характеристик, как площадь поверхности пруда, уровень воды в пруду, реализуются средствами ГИС. Также в функции ГИС входит визуализация результатов моделирования с использованием трехмерной графической карты. Совместное использование готовых программных решений (ГИС, экспертная система) позволяет автоматизировать все стадии моделирования: от представления знаний до отображения результатов имитации.

Таким образом, в работе предлагается детализация объектов гидротехнического сооружения, демонстрирующая возможности интеграции разнородных данных: информация базы данных моделирования, ГИС-карты, экспертные знания в виде системы продукций. Используемая схема концептуальной модели предметной области расширена с учетом форматов конкретных значений и позволяет осуществлять режим имитации.

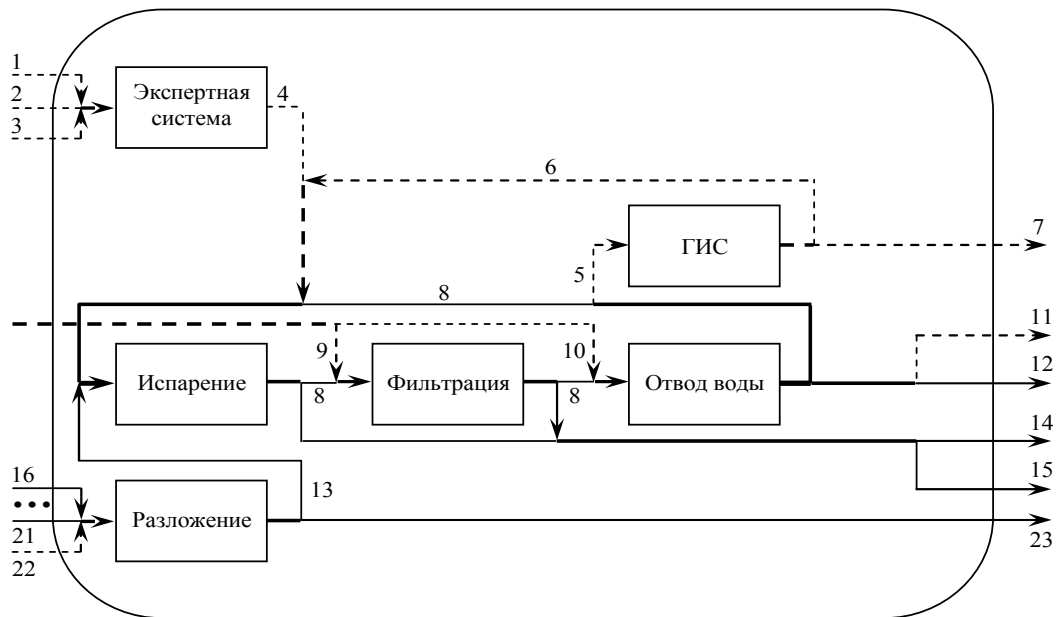


Рис.1. Дамба как основной объект анализа безопасности хвостохранилища

1 – сила ветра; 2 – температура; 3 – осадки; 4 – коэффициент испарения; 5 – объем оставшейся воды; 6 – площадь поверхности пруда; 7 – уровень воды в пруду («дамба»); 8 – остаток воды; 9 – объем фильтрационных вод («сооружения»); 10 – объем отведенной воды («водосборный коллектор»); 11 – объем оставшейся воды; 12 – осветленная вода («водосборный коллектор»); 13 – вода; 14 – испаренная вода; 15 – фильтрационные воды; 16-21 – пульпа («сектора № 1-6»); 22 – доля воды в пульпе; 23 – хвосты («пляжная зона»)

Литература

1. Зуенко А.А. Расширение концептуальной модели природно-технического комплекса на задачу хранения данных вычислительного эксперимента // II-я Всероссийская научная конференция «Теория и практика системной динамики», труды конференции, Апатиты, 3-6 апреля 2007 г. С.207-212.
2. Македонов Р.А., Зуенко А.А. Описание программно-алгоритмической организации ситуационной системы моделирования // Информационные технологии в региональном развитии. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2006. Вып. VI. С.48-51.

М.В.Ковалевский

koval@geoksc.apatity.ru, ГИ КНЦ РАН

ЭФФЕКТЫ И ЯВЛЕНИЯ, ВОЗНИКАЮЩИЕ ПРИ РАСПРОСТРАНЕНИИ УПРУГИХ ВОЛН В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Для решения многих фундаментальных проблем по изучению строения земной коры и прикладных задач (изучение напряженного состояния горных массивов и оценка устойчивости горных выработок) необходимы знания об упругих свойствах горных пород. Наиболее информативными на сегодняшний день являются методы определения упругих характеристик породы с использованием поляризованных акустических волн ультразвукового диапазона. В таких неоднородных средах как горные породы упругие свойства определяются физико-химическими характеристиками минералов, степенью упорядоченности их в пространстве горной породы и наличием предпочтительных ориентировок минеральных зерен.

В неоднородных материалах скорость и амплитуда поперечных акустических волн непосредственно зависят от пространственного положения элементов упругой симметрии. Исследования разных ученых с применением различного оборудования показали, что видимая симметрия породы (текстура, структура) не всегда соответствует положению плоскостей или осей упругой симметрии. Для выявления пространственного положения элементов упругой симметрии предложен акустополаризационный метод [1]. В этом методе регистрируются амплитуды прошедших через образец квазипоперечных ультразвуковых колебаний (УЗК) при разной ориентации вектора линейной поляризации излучателя и приемника (параллельной - ВП и скрещенной - ВС). Для повышения точности измерений, чувствительности метода, а также производительности работы был разработан новый автоматизированный программно-аппаратный комплекс (рис.1). В его состав входят стандартный дефектоскоп УД2-12, акустополарископ, контроллер передачи данных, частотомер и компьютер с программным обеспечением «Acoustpol ©» [2]. Наиболее подробно методика проведения измерения описывается в работах [2,3,8].



Рис.1. Автоматизированный программно-аппаратный комплекс для изучения физических свойств упруго-анизотропных сред с использованием акустополаризационного метода

Проводя измерения горных пород с использованием акустополаризационного метода можно оценивать различные явления и эффекты, которые проявляются при распространении сдвиговых линейно-поляризованных УЗК в упруго-анизотропных средах. Наиболее известные из них приводятся ниже.

Явление упругой анизотропии (УАН) [1]. Проявляется в средах, упругие свойства которых меняются в различных направлениях. При этом поляризованные сдвиговые волны распространяются вдоль направлений элементов симметрии (акустических осей) анизотропных сред. Явление упругой анизотропии фиксируется в виде четырех и более лепестковой фигуры на акустополариграмме ВС. Чаще всего фактором, формирующим упругую анизотропию породы, является тензор напряжений, в особенности, если эти напряжения действуют в земной коре в течение длительного (геологического) времени [3]. Переход горной породы в анизотропное состояние происходит под воздействием палеонапряжений и деформаций в процессе структурно-метаморфической эволюции метаморфических комплексов. Явление возникает в анизотропных средах с различным типом упругой симметрии, к которым относятся горные породы и породообразующие минералы [5,6].

Эффект линейной акустической анизотропии поглощения (ЛААП) [3]. Эффект отражает способность различным образом поглощать пучок сдвиговых линейно-поляризованных колебаний при повороте вектора поляризации относительно структурных элементов среды. Этот эффект по своей физической сущности аналогичен эффекту плеохроизма (дихроизма) в оптике [7]. Эффект ЛААП позволяет: оценить степень слоистости исследуемой среды; выявить направления наибольшего и наименьшего пропускания сдвиговых УЗК. Он возникает в текстурированных, слоистых, с линейной текстурой средах, в которых наблюдается правильное чередование одних элементов, вытянутых

в определенном направлении, с другими. Эффект ЛААП зарегистрирован в образцах таких минералов как амфибол, ортоклаз, микроклин, турмалин, кунцит, кордиерит и др. Особенностью эффекта ЛААП является зависимость степени его проявления от частоты УЗК (дисперсия). При проведении геофизических работ следует учитывать, что проявление ЛААП в массивах пород может приводить к существенному поглощению одной из компонент поперечных волн в волновом поле [3].

Явление углового несогласия (УНС) между направленностью элементов симметрии УАН и ЛААП [3]. Признаком наличия УНС между элементами симметрии ЛААП и упругой анизотропии является неравенство размеров и площади лепестков акустополяриграммы ВС. При этом наблюдается ассиметричность акустополяриграмм при ВП и ВС. Явление позволяет оценить угол несоответствия между слоистыми, линейными текстурами среды и элементами упругой симметрии. Возникает в средах, в которых пространственное положение элементов упругой симметрии и ЛААП не совпадают, ввиду того, что оба явления имеют разную физическую природу. Встречается в средах, в которых преимущественное направление микротрещин не совпадает с преимущественной ориентацией кристаллоупругих осей минеральных зерен.

Эффект деполяризации сдвиговых волн (ДСВ) [3]. Проявление эффекта состоит в том, что при распространении поляризованных сдвиговых волн, например, в средах с разноориентированными минеральными зернами, происходит деполяризация этих волн. Это явление диагностируется в том случае, когда зарегистрированные минимумы амплитуд на акустополяриграмме ВС либо велики, либо совсем не выделяются. Явление позволяет оценить угол разориентировки элементов упругой симметрии в зернах (слоях) моно- полиминеральных горных пород. Проявление эффекта ДСВ можно объяснить веерным распределением ориентации кристаллоупругих элементов симметрии в минеральных зернах, слагающих породу. Сопровождается изменением степени поляризации цугов сдвиговых УЗК (увеличение эллиптичности сдвиговых УЗК или деполяризации). Эффект ДСВ возникает при распространении сдвиговых УЗК через среды, состоящие из слоев или зерен, слагающих, горную породу, в которых наблюдается разориентации элементов упругой симметрии. Также может наблюдаться в слоистых средах, если в слоях ориентация элементов симметрии материала не будет совпадать. Явление зарегистрировано в образцах песчаника, андезито-базальтового туфа, биотит-плагиоклазового гнейса, роговообманкового амфиболита и др. Среди минералов оно наблюдается в образце турмалина. Эффект ДСВ наблюдался в метаморфизованных архейских породах по разрезу Кольской сверхглубокой скважины.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ №07-05-00100-а, Президента РФ МК-1908.2008.5.

Литература

1. Горбацевич Ф. Ф. Акустополярископия горных пород. Апатиты, 1995. 204 с.
2. Ковалевский М.В. Повышение информативности акустополяризационного метода определения упругих характеристик горных пород: Автореф. дис. канд.техн.наук: Спец. 01.04.06, 05.11.13 / М.В.Ковалевский; СПбГЭТУ. СПб., 2002. 16 с.
3. Горбацевич Ф.Ф. Акустополярископия порообразующих минералов и кристаллических пород. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. 140 с.
4. Ковалевский М.В. К вопросу о совершенствовании методики исследований упругих характеристик геоматериалов методом акустополярископии // Информационные материалы 12-й научной конференции: структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар: Геопринт, 2003. С.123-125.
5. Невский М.В. Квазианизотропия скоростей сейсмических волн. М.: Наука, 1974. 179 с.
6. Чесноков Е.М. Сейсмическая анизотропия верхней мантии Земли. М.: Наука, 1977. 144 с.
7. Волкова Е.А. Поляризационные измерения. М.: Изд-во стандартов, 1974. 156 с.
8. Ковалевский М.В. Методика определения скоростных соотношений упругих волн в задачах акустополярископии // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 16-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2007. С.69-72.

ИЗУЧЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ МАРГАНЦА В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ НА ТЕРРИТОРИИ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ОАО «КОВДОРСКИЙ ГОК»

В данной работе приводятся результаты определения содержания марганца в природных водах на территории деятельности ОАО «Ковдорский горно-обогатительный комбинат». Выделяется источник поступления и направления миграции, а также определяется степень загрязнения этих вод.

Рассматриваемый район расположен в юго-западной части Кольского полуострова, в пределах Мурманской области. Районный центр – г.Ковдор. Основными промышленными предприятиями района являются ОАО «Ковдорский ГОК» и ОАО «Ковдорслюда», расположенные в непосредственной близости от города.

Ковдорский массив занимает особое место среди массивов ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов, являясь одним из интереснейших природных объектов не только на Кольском полуострове, но и в мире [1].

В пределах территории влияния комбината протекает река Ковдора, которая озеровидным расширением Ковдору, делится на две части – Верхнюю Ковдору и Нижнюю Ковдору.

В методику проведения гидрогеологического мониторинга, проводимого геологической службой ОАО «Ковдорский ГОК», входит отбор проб воды по сети гидропостов и наблюдательных скважин. Особо значимыми точками наблюдения являются гидропост № 1 и выпуск № 6, поскольку гидропост № 1 находится на реке Верхняя Ковдора, из которой ГОК забирает воду для своих технологических циклов. А выпуск № 6 расположен на реке Нижняя Ковдора. Поступая из проходческого водоотлива хвостохранилища вода попадает в первичный отстойник, затем через песчаную дамбу фильтруется во вторичный отстойник, и наконец через выпуск №6 попадает в р.Нижняя Ковдора.

По результатам изучения содержания марганца в природных водах на территории деятельности ОАО «Ковдорский ГОК» сложилась следующая ситуация.

Как видно из графика в 1999 году ситуация характеризовалась относительно малым (2-3-кратным) превышением ПДК (рис.1).

В 2000 году величина превышения ПДК увеличилась до 4-6 кратного. Следует отметить, что за фоновую величину принята концентрация компонентов в пробах р.Можель (рис.2).

В 2001 году, по сравнению с предыдущим годом содержание марганца осталось на прежнем уровне (рис.3). Начиная с 2002 г. наибольшее содержание марганца отмечается в проходческом водоотливе (рис.4).

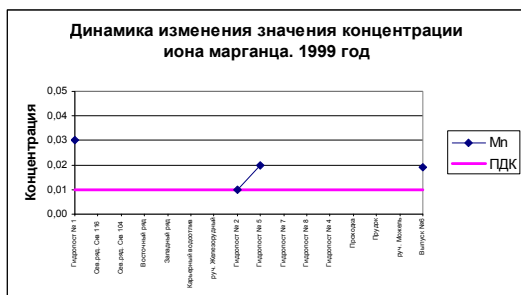


Рис.1.



Рис.2.

В 2003 и 2004 годах наблюдается одинаковая ситуация. А именно, пиковым значением отмечена лишь проходка (рис.5, 6).

В 2005 году ситуация осталась прежней, а в 2006 г. содержание марганца в проходке уменьшилось на порядок (рис.7, 8).



Рис.3.



Рис.4.



Рис.5.



Рис.6.



Рис.7.

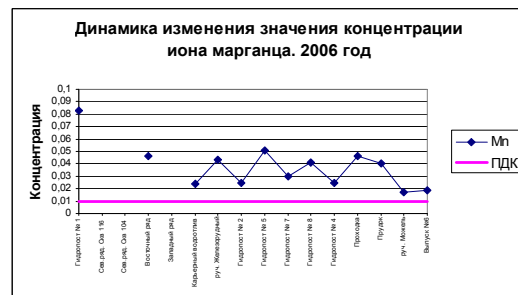


Рис.8.



Рис.9.

В 2007 году отмечено максимальное - 83-кратное превышение ПДК (рис.9). Кроме проходческого водоотлива высокое содержание отмечено в скважине №116 Северного ряда.

Из всех приведенных графиков видно, что наиболее высокие концентрации марганца обнаружены в пробах, отобранных из проходческого водоотлива. Таким образом, источником поступления марганца является хвостохранилище. Содержание

марганца колеблется в пределах от 0.004 до 0.831 или от 0.4 до 83 единиц ПДК. Система очистки воды признана очень эффективной, так как понижает концентрацию марганца на порядок.

Литература

1. Иванюк Г.Ю. Яковенчук В.Н. Ковдор. 2002.

КОРРЕЛЯЦИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ И ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ КЕЙВСКОЙ СТРУКТУРЫ

Кейвская структура расположена в центральной части Кольского полуострова. На севере она граничит с Мурманским блоком, на юге с Имандра-Варзугским комплексом. Кейвская структура, как по характеру геофизических полей, так и по вещественным комплексам, многие из которых не имеют аналогов на Кольском полуострове, выделяется среди всех изученных доменов архейской коры. Описание физических свойств основывалось на петрофизических измерениях, выполнявшихся в процессе планомерных геолого-геофизического картировочных работ (по материалам Л.А.Гаскельберг, 1978), а также ряда опубликованных материалов [1]. В пределах домена коры, принадлежащего Кейвской структуре, на основе геологической карты Кольского региона масштаба 1:500000 (Геологическая..., 1996), выделено 13 основных типов горных пород. Эти типы горных пород имеют различное распространение, занимая от десятых долей до десятков процентов площади. Более 96% площади, слагают 7 типов пород, на долю остальных 6 типов пород приходится соответственно менее 3 процентов площади [2]. Распределение петроплотностных свойств наиболее распространенных типов пород Кейвской структуры показано на рис.1.

На основе детальной геологической карты полученной в результате планомерных съемочных работ кейвской партии (по материалам Л.А. Гаскельберг, 1978) и многочисленных измерений петрофизических свойств с помощью ArcView GIS были построены петроплотностная (рис.2) и петромагнитная (рис.3) карты Кейвской структуры, отражающие распределение петрофизических свойств по площади.

При сопоставлении полученных геолого-петрофизических данных с наблюдаемыми региональными геофизическими полями в пределах Кейвской структуры. Выделено три принципиально отличных группы пород: комплекс гнейсов различного состава, комплекс щелочных гранитов и комплекс кианитовых сланцев. Для этих комплексов характерны резко выраженные локальные интенсивные положительные аномалии магнитного и локальные отрицательные аномалии гравитационного полей, что свидетельствует об ограниченном распространении источников геофизических аномалий на глубину. По результатам интерпретации данных магниторазведки и гравиразведки, можно обоснованно предполагать, что источник интенсивных высокочастотных аномалий расположен недалеко от поверхности.

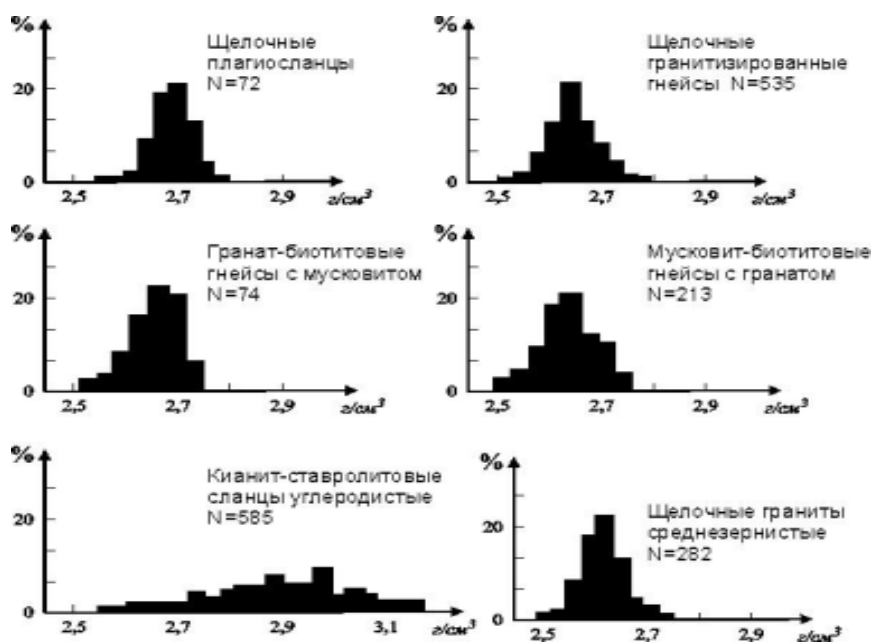


Рис.1. Распределение петроплотностных свойств основных типов пород Кейвской структуры

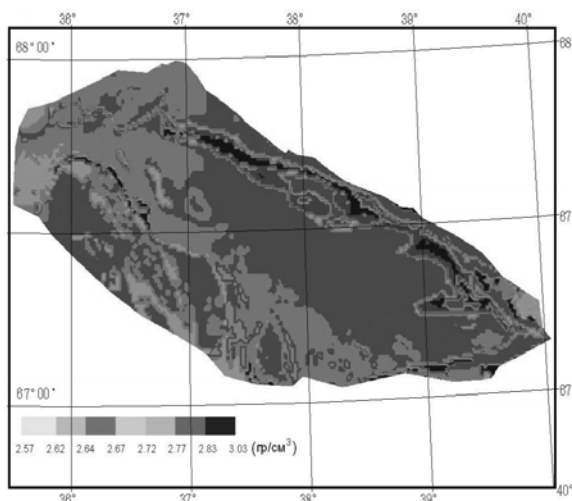


Рис.2. Петроплотностная карта основных типов пород Кейвской структуры

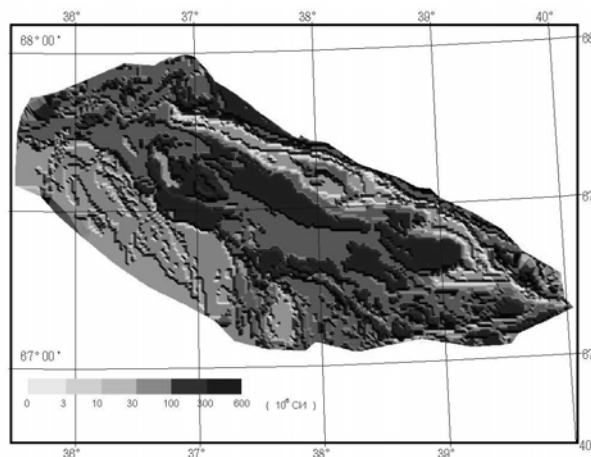


Рис.3. Петромагнитная карта основных типов пород Кейвской структуры

Литература

1. Верба В.В. Магнитная восприимчивость и плотность докембрийских образований центральной части Кольского полуострова и закономерности их изменения // Природа и хозяйство Севера. Вып.2. Апатиты, 1970. С.36-41.
2. Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О. и др. Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука, 2006. 329 с.

М.Ю.Нилов

mnilov@rambler.ru, ИГ КарНЦ РАН

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОДПОВЕРХНОСТНОГО ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В КОМПЛЕКСНЫХ ИНЖЕНЕРНЫХ ИЗЫСКАНИЯХ

При проектировании инженерно геологических изысканий встает вопрос о наиболее точном, быстром и наименее затратном способе их выполнения. В связи с чем, возникает задача поиска оптимального комплекса геофизических исследований с высокой производительностью, необходимой разрешающей способностью и глубиной, а также необходимостью нахождения соответствия между этими тремя параметрами с тем, чтобы исключить из рассмотрения некорректную информацию.

За два последних года лабораторией геофизики ИГ КарНЦ РАН накоплен определенный опыт использования георадиолокации (георадара), как в комплексе с другими геофизическими методами, так и в качестве самостоятельного метода при решении научно-прикладных задач. Положительный опыт использования георадара в составе комплекса геофизических методов получены при опытных работах по прогнозу трещиноватости массива габбро-долеритов на месторождении облицовочного камня п.Другая Река. В данном случае, для выбора наиболее перспективного направления развёртывания горной выработки в пределах лицензионной площади, подповерхностное георадиолокационное зондирование использовалось в комплексе с магниторазведкой и электропрофилированием на постоянном токе симметричной установкой. Учитывая, что оценка трещиноватости массива горной породы геофизическими методами задача сложная, получить количественные параметры коэффициента трещиноватости, на данном этапе исследований не представлялось возможным. Тем ни менее, по уровню и характеру электрического и магнитного полей можно косвенно судить об однородности массива, исходя из предположения о понижении сопротивления кристаллических пород в зонах интенсивной трещиноватости и возмущении геомагнитного поля вследствие вероятного развития вторичных минералов по тектоническим нарушениям. Таким образом, анализируя наблюдаемые геофизические поля можно делать предположения

о пространственном расположении зон с пониженным либо повышенным выходом кондиционных блоков облицовочного камня. Однако, судить о плотности трещин, геометрических особенностях их заложения по данным магнито- и электроразведки невозможно. Именно для получения данных об этих параметрах нами использована подповерхностная георадиолокация. Электромагнитная волна, генерированная георадаром, испытывает частичное отражение от границы раздела кристаллической породы с газом либо жидкостью, заполняющими нарушения сплошности [1]. Интерпретация радарограмм даёт представление о глубине, протяжённости и углах падения отдельных трещин. На профиле 65 (рис.1) отчётливо прослеживается корреляция между данными электропрофилирования и георадиолокации: в области относительно пониженных сопротивлений ПК0 – ПК 55 плотность отражающих границ на радарограмме заметно выше чем в интервале от ПК 60 до ПК 100. Таким образом, падение сопротивления обусловлено суммарным вкладом повышения проводимости отдельных трещин. Наблюденное геомагнитное поле имеет сложный характер и не может быть однозначно сопоставлено с трещиноватостью. Проведённая по стенкам выработки каппаметрия, показала преимущественную зависимость магнитных свойств габбро-долеритов от первоначального распределения магнитных минералов в силле и их перераспределения в ходе метаморфических процессов.

В конечном итоге, сопоставление результатов электропрофилирования и георадиолокации позволяет оконтурить участки наиболее перспективные для последующей разработки на блочный камень. Дальнейшей целью представленных исследований является разработка методических основ для определения коэффициента блочности массивов горных пород, что потребует более детальных петрофизических исследований и более оптимального подбора характеристик антенных блоков георадара, прежде всего для согласования о данных разрешающей способности и глубинности зондирования.

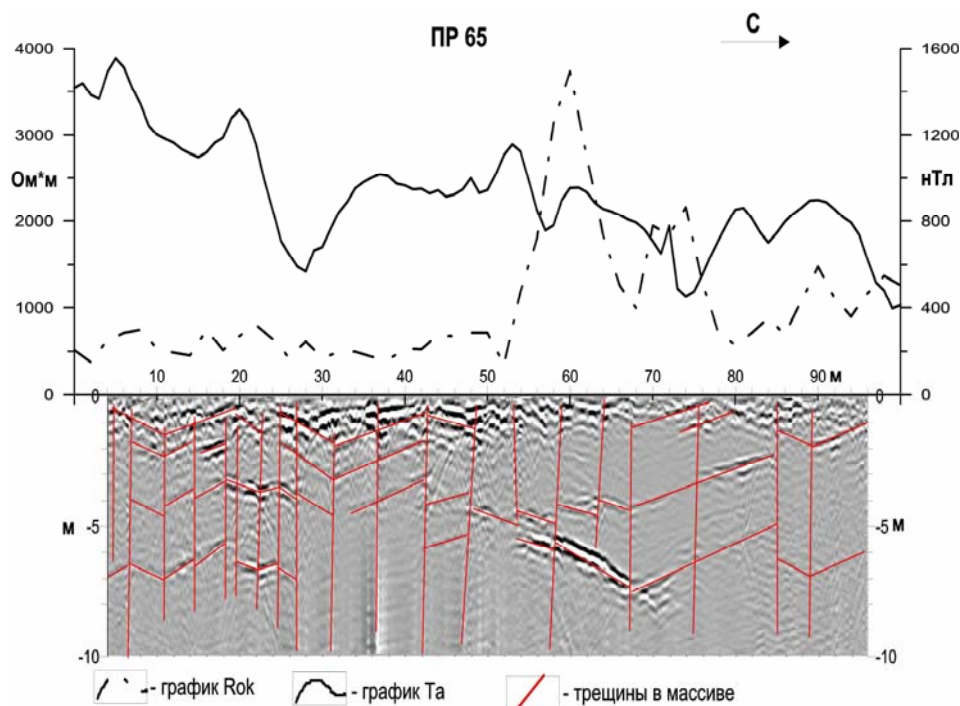


Рис.1. Наблюденные кривые T_a , R_{ok} и радарограмма по профилю 65 на месторождении габбро-долеритов, п.Другая Река

Другой пример применения георадара относится к работам по литологическому расчленению малоглубинного разреза вдоль проектируемой ветки подъездных железнодорожных путей, проведенным зимой 2008 года лабораторией геофизики ИГ КарНЦ РАН. В задачи этих исследований входило определение мощности отложений торфа и рельефа коренных пород на возвышенностях, - параметров необходимых для подсчёта объёмов выторфовки и буровзрывных работ. Картирование торфяных залежей является классической задачей для георадиолокации [2], однако специфика решаемой задачи потребовала более детального отражения границы минерального дна болот без расчленения органических отложений по составу. Предварительная проходка единичных шурфов и ручное бурение заказчиком работ показали, что незначительные мощности торфа (до 3.5 м) и четвертичных отложений на положительных формах рельефа (до 5 м), лежат в пределах глубины зондирования имеющегося антенного блока с центральной частотой 150 МГц.

Глубина залегания границ литотипов, при интерпретации радарограмм, рассчитывалась по программам, учитывающим время прохождения волны и скорость её распространения в среде, которая имеет строгую зависимость от диэлектрической проницаемости: $V=C/\sqrt{\epsilon}$, где C - скорость света в вакууме, где V - искомая скорость волны, ϵ -диэлектрическая проницаемость. Таким образом, решающую роль при интерпретации георадарных данных играет точное определение диэлектрической проницаемости ϵ .

Учитывая наличие на участке работ скважин с известным разрезом, диэлектрическая проницаемость определялась по времени прохождения волны между характерными точками, которыми служат границы разнородных слоёв: снег – торф; торф – песок с гравием; песок с гравием – коренные породы. Зная время двойного прохождения волной расстояния равного мощности торфа рассчитывается скорость электромагнитной волны [1], а вместе с ней и ϵ :

$$V=h/0.5*\Delta t; \epsilon=(C/V)^2.$$

Сложные условия проведения полевых работ и осреднение глубин по разрезам скважин до 0.5 м, в значительной степени увеличили погрешность определения физического параметра. Полученные значения ϵ для торфа составили 51 и 56 ед. СИ ($\epsilon_{\text{ср}}=53$). Диэлектрическая проницаемость песчано-гравийных отложений составляет 9 ед. СИ.

Выделение границ литотипов осуществлялось по осям синфазности, разделяющим области с различным характером волнового поля. Слои торфа отчётливо выделяются областями однородного волнового поля без видимых внутренних границ и локальных отражений, дно торфяных залежей характеризуется наличием множества дифрагированных волн и чётким отражением от минерального дна, обусловленным существенной разностью ϵ (53 для торфа и 9 для песчано-гравийных отложений). Дифрагирующими объектами в данном случае могут быть стволы деревьев и валуны, окруженные торфом, что создаёт благоприятные условия для дифракции электромагнитной волны. Рыхлые отложения, состоящие преимущественно из песков, супесей и суглинков, формируют волновую картину с регулярным чередованием минимумов и максимумов, с хорошо читаемыми осями синфазности. Локальные неоднородности в волновое поле вносят примеси гравия и валуны, создавая незначительные несогласия осей синфазности и формируя дифрагированные волны. Массивы коренных пород характеризуются хаотичной картиной локальных отражений с увеличением их интенсивности и, зачастую, образованием осей синфазности по зонам трещиноватости.

В целом, геологические условия решаемой задачи являются весьма благоприятными для постановки георадиолокационного зондирования заменившего классические ВЭЗ, что позволило на порядок сократить сроки выполнения полевых работ и получить непрерывную схему геологического разреза.

Литература

1. Владов М.Л., Старовойтов А.В. Введение в геордиолокацию. Изд-во МГУ, 2005. 153 с.
2. Зимин Ю.В. «Радиолокационный метод исследований отложений торфа и сапропеля». Диссертационная работа МГУ им.Ломоносова, Геол. фак-т, каф-ра Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. 1987. 100 с.

Н.Л.Пестрикова

pestrikova@poi.dvo.ru, ТО ДВО РАН, Владивосток

ГАЗОВЫЕ ГИДРАТЫ КАК ОБЪЕКТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО И ЭКОЛОГИЧЕСКОГО ЗНАЧЕНИЯ

На современном этапе развития науки повышенный интерес к газогидратам связан с пониманием их значительной роли в глобальных и региональных природных процессах. С экологической точки зрения газогидраты рассматриваются как возможные «поставщики» огромных объемов метана в окружающую среду, с геологической – как природные образования со специфическими условиями нахождения в осадочной толще. Экономическое значение состоит в том, что они могут являться нетрадиционным источником углеводородного сырья (в 1 м³ газогидрата может содержаться до 180 м³ метана).

Объектом исследования в рамках представленной работы является Охотское море, где обнаружены поля газогидратов и районы активной подводной газовой разгрузки.

В настоящее время в Охотском море известны два района, где в донных отложениях присутствуют газогидраты: северо-восточный сахалинский склон (западный борт впадины Дерюгина) и Припарамуширский район Курильских островов (юго-восточный борт Гольгинского прогиба). Скопления газогидратов расположены в донных осадках в районе очагов газовой разгрузки и контролируются такими флюидопроводниками, как зоны разломов, диапиры и, возможно, грязевые вулканы (Зоненшайн и др., 1987; Обжиров, Казанский, Мельниченко, 1989; Гинсбург, Соловьев, 1994; Biebow, Huetten, 1999; Biebow et al., 2002; Dullo et al., 2004; Matveeva et al., 2005; Обжиров и др., 2005, Обжиров и др., 2006). В этих структурах развит мощный (более 2 км) осадочный чехол, представленный в основном переслаивающимися песчаниками, алевролитами, слоями вулканогенных пород и глинами и характеризующийся достаточно высоким потенциалом генерации углеводородов (Веселов и др., 2004).

Район скоплений газовых гидратов северо-восточного сахалинского склона является в настоящее время наиболее изученным в Охотском море. Здесь выявлено более 200 выходов природного газа (преимущественно метанового состава) из донных отложений в воду и 11 структур, где отобраны газовые гидраты (Обжиров и др., 2006). Газогидраты зафиксированы в приповерхностных слоях донных осадков в результате грунтового пробоотбора в разнообразных формах, но главным образом, в виде линз, слоев, прослоев, их фрагментов, в том числе секущих осадок слоев по направлению движения потока газа. Все образцы керна, отобранного с газифицируемых гидратоносных площадей, демонстрируют типичные осадочные разрезы (Деркачев и др., 2002; Николаева и др., 2003, 2004, 2005). Осадки содержат слой гидротроилита, карбонатные конкреции и обособления, имеют сильный запах H_2S . Другими отличительными чертами этих осадков является наличие водо- и газонасыщенных горизонтов. При этом отмечено, что в исследуемом районе наблюдается приближение гидратсодержащих интервалов к поверхности раздела морская вода-осадок по мере приближения к центральным частям очагов газовых эманацій и, наоборот, увеличение поддонных глубин гидратсодержащих интервалов, по мере удаления от газовых выходов. Как и в прибрежье о.Парамушир мы связываем это с образованием современных газогидратов в областях нарушения так называемых «первичных гидратов» (выделяемых по геофизическим признакам), пространственно приуроченных к зонам разломов, являющихся генераторами и проводниками потоков метана. В периоды сейсмоструктурных активизаций происходит раскрытие разломов, усиление теплового потока и соответствующее нарушение термобарических условий стабильности газогидратов. Заметим, что в пределах северо-западного сектора Охотского моря многими исследователями действительно признано существование мощной сейсмически активной субмеридиональной разломной зоны (Бессонова, 2003 и др.). Очаги землетрясений широкой полосой располагаются вдоль литосферных разломов субмеридионального направления, а также в местах их пересечения с разрывами, преимущественно северо-восточного направления (Бессонова, 2003). Экспедиционные исследования 1998-2002 гг. показали, что узлы пересечений разрывных нарушений в пределах субмеридиональной разломной зоны являются основными структурами, которые определяют положение мощных выходов газа на северо-восточном шельфе и склоне о.Сахалин и впадине Дерюгина (Biebow, Huetten, 1999; Biebow et al., 2002).

Что касается источника метана газовых гидратов Охотского моря, то следует учесть, что западный борт впадины Дерюгина расположен вблизи открытых и прогнозируемых нефтегазоносных площадей о.Сахалин и прилегающего к нему шельфа. Подобная картина типична для многих гидратсодержащих площадей Мирового океана, например, Мексиканского залива. Подток метана из нефтегазовых залежей в регионе рассматривается в качестве источника газа, поступающего в зону стабильности газогидратов, часть которого преобразуется в гидратную фазу, а часть разгружается в воду на морском дне в зоне нарушений. Изотопный анализ углерода метана газовых гидратов северо-западного сектора Охотского моря указал на полигенетический характер их образования ($\delta^{13}C$ составляет -55-65‰). Убедительным доводом в пользу смешанного состава метана газовых гидратов (микробного и катагенетического) северо-восточного сахалинского склона служит и тот факт, что благоприятной обстановкой (P-T условия и источник вещества – микробная деятельность) для гидратообразования характеризуется полоса, располагающаяся вдоль всего восточного побережья о.Сахалин. Однако, обнаруженные скопления газовых гидратов тяготеют именно к участкам тектонических нарушений северо-западного сектора Охотского моря.

Изучение газовой составляющей осадков Охотского моря показало, что в осадках, не содержащих газы гидраты, концентрации метана обычно возрастают с глубин 200 см до 400-500 см и достигают 0.1-1.0 мл/л. В интервале 0-200 см они, как правило, не превышают 0.005-0.01 мл/л. Начиная с глубин 600-1000 см, концентрации метана увеличиваются в 10 раз по сравнению с вышележащим интервалом. В гидратсодержащих отложениях эта закономерность нарушается, так как гидратоносные горизонты содержат достаточно большой объем метана и могут встречаться на различной

поддонной глубине. В газогидратсодержащем осадке независимо от интервала концентрация метана увеличивается до 500 мл/л и более, достигая порой 3000 мл/л.

В водной толще северо-западного сектора Охотского моря концентрации метана резко возрастают, когда его источниками в осадочных отложениях являются газогидраты, пространственно расположенные вдоль активных разломных зон. Пузыри газа, поступающие из донных отложений в районе очагов газовой разгрузки, устремляются вверх и создают аномалии с максимальными значениями содержаний метана 20000-200000 нл/л у дна и 500-1000 нл/л по мере приближения к поверхности моря. В то же время, в районе нефтегазоносных структур концентрации метана в придонной воде составляют 2500 нл/л при фоновых значениях в районе на 1-4 порядка ниже указанных величин.

Наличие аномальных концентраций метана в поверхностных слоях воды делает реальным существование эмиссии метана с поверхности акватории в атмосферу. Поскольку метан является парниковым газом, то увеличение его содержания в атмосфере способно приводить к усилению парникового эффекта.

В региональном плане экологическое значение, связанное с газовыми гидратами, обусловлено нарушением морфологии дна, проявлением оползневых процессов, а также воздействием газовых выходов (потоков метана) в районе гидратоносных структур на биоту, проявляющееся в формировании своеобразных оазисов жизни, не характерных для территорий с фоновыми концентрациями метана.

Как известно, для осуществления оползневых процессов, помимо воздействия на природный объект гравитационных сил, необходимо наличие в нем зон разуплотнения или зон неустойчивости, которые могут возникать, в том числе, при разложении газогидратов. Следует отметить, что в северо-западном секторе Охотского моря наиболее существенные нарушения морфологии дна наблюдаются в районах, где газовые гидраты определены прямыми методами. Учитывая развитие нефтегазового промысла в прибрежье о.Сахалин, с расширением поисково-разведочных работ в морских условиях (например, в увеличении числа гидротехнических сооружений, находящихся в море), в настоящее время очень важно обратить внимание именно на этот геоэкологический аспект скоплений газовых гидратов.

Литература

1. Бессонова Е.А. Области кратковременной активизации сейсмичности в земной коре острова Сахалин // Вопросы геоморфологии и тектоники западной Пацифики: [сб. ст.]. Владивосток: Дальнаука, 2003. С.16-20.
2. Гинсбург Г.Д., Соловьев В.А. Субмаринные газовые гидраты. СПб.: ВНИИОкеангеология, 1994. 199 с.
3. Зоненшайн Л.П., Мурдмаа И.О., Баранов Б.В., Кузнецов А.П., Кузин В.С., Кузьмин М.И., Авдейко Г.П., Стунжас П.А., Лукашин В.Н., Бараш М.С., Валяшко Г.М., Демина Л.Л. Подводный газовый источник в Охотском море к западу от о-ва Парамушир // Океанология, 1987. Т.27. Вып.5. С.795-800.
4. Комплексные геологические, гидрологические, газогеохимические и геофизические исследования в районе распространения газовых гидратов в Охотском море: заключит отчет по результатам экспедиционных исследований по проекту «СНАОС-2» в 36 рейсе НИС «Академик М.А.Лаврентьев», 21 мая-10 июня 2005 г. / ТОИ ДВО РАН; рук. Обжиров А.И.; исполн. Николаева Н.А. [и др.]. Владивосток, 2005. 123 с.
5. Обжиров А.И., Казанский Б.А., Мельниченко Ю.И. Эффект звукорассеивания придонной воды в краевых частях Охотского моря // Тихоокеанская геология. 1989. № 2. С.119-121.
6. Тектоника и углеводородный потенциал Охотского моря / О.В.Веселов [и др.]; отв. ред. К.Ф.Сергеев. Владивосток: ДВО РАН, 2004. 160 с.
7. Biebow N. and Huetten E. (Eds.) Cruise Reports: KOMEX I and II. RV Professor Gagarinsky, cruise 22, RV Akademik M.A. Lavrentyev, cruise 28. GEOMAR Report 82 INESSA. Kiel, Germany, 1999. 188 p.
8. Biebow N., Kulinich R., and Baranov B. (Eds.). Kurile Okhotsk Sea Marine Experiment (KOMEX II). Cruise Report: RV Akademik Lavrentyev, cruise 29. Leg 1-2. Kiel, Germany. 2002. 190 p.
9. Dullo W.-Chr., Biebow N., and Georgeleit K. (Eds.). SO178-KOMEX Cruise Report: RV SONNE. Mass exchange processes and balances in the Okhotsk Sea. Kiel, Germany, 2004. 125 p.
10. Matveeva T., Soloviev V., Shoji H., Obzhirov A. (Eds.). Cruise Report CHAOS-1: RV Academic M.A.Lavrentyev, cruises 31 and 32. SPb.: VNIIOkeangeologia, 2005. 164 p.

К ВОПРОСУ О ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОМ ОБОСНОВАНИИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛИГОНОВ ТЕХНИКИ БЕЗОПАСНОСТИ ОБЪЕКТОВ (ТБО) (НА ПРИМЕРЕ ВОЕННЫХ ГОРОДКОВ ЧЕЧЕНСКОЙ РЕСПУБЛИКИ)

Одной из самых актуальных и масштабных проблем, связанных с ухудшением качества окружающей природной среды, является нерациональное, экологически опасное и не всегда организованное обращение с отходами. Ввиду отсутствия четко разработанной методики, включающей в себя критерии выбора проектируемых площадок для организации полигонов твердых бытовых отходов, нами разработана оригинальная методика геоэкологического проектирования полигонов ТБО.

В ее основу положена система экспертных оценок, разработанная на основе анализа всех существующих методик и требований нормативно-методических документов. Предлагаемая методика включает в себя три основных этапа.

На первом этапе исключаются участки, не удовлетворяющие обязательным требованиям, содержащимся в нормативных документах. Выделение участков, в пределах которых запрещается размещение полигонов, позволяет оконтурить эти участки с целью ограничения выбора возможных площадок для проектирования. Согласно нормативным документам [1,2,3 и др.] к этим участкам относятся:

1. Все зоны охраны курортов, а также места массового отдыха населения и оздоровительных учреждений;
2. I и II пояса зон санитарной охраны водных объектов, используемых для хозяйственно-питьевого водоснабжения. При этом размер санитарно-защитной зоны от жилой застройки до границ полигона - 500 м;
3. Места выхода на поверхность трещиноватых пород;
4. Места выклинивания водоносных горизонтов;
5. Территории природно-заповедного фонда Российской Федерации и его охранной зоны, а также земли историко-культурного значения;
6. Территории зеленых зон городов и промышленных поселков;
7. Земли, занятые или предназначенные под занятие лесами, лесопарками и другими зелеными насаждениями, выполняющими средозащитные, санитарно-гигиенические и рекреационные функции;
8. Сельскохозяйственные угодья с кадастровой оценкой выше среднерайонного уровня;
9. Территории, загрязненные органическими и радиоактивными отходами, до истечения сроков, установленных органами санитарно-эпидемиологической службы;
10. Территории со сложными геологическими и гидрогеологическими условиями (развитых склоновых процессов, суффозионно-неустойчивых грунтов; заболоченных участках и зонах подтопления, участки с выходами грунтовых вод в виде ключей; действующих тектонических нарушений и т.п.);
11. Земельные участки, расположенные ближе 15 км от аэропортов;
12. Места залегания полезных ископаемых и ведения горных работ.

На втором этапе разработки методики отбираются значимые критерии, влияющие на расположение полигона в данных условиях. Среди критериев можно выделить две основные группы: антропогенные и природные.

Среди антропогенных критериев выделяются:

1. Транспортная доступность (наличие развитой сети железных и автодорог или экономически эффективной возможности их постройки);
2. Расположение полигона на минимальной удаленности от населенного пункта, с учетом имеющихся ограничений, указанных выше;
3. Наличие резервных районов строительства;
4. Экономическая целесообразность размещения.

Группа природных критериев несколько шире и включает в себя разные по значимости параметры. Среди них выделяются четыре основные группы:

I. Инженерно-геологические критерии. В рамках этой группы необходимым является проведение качественной оценки условий защищенности грунтовых вод. Она дается на основе четырех показателей зоны аэрации:

- глубины залегания уровня грунтовых вод;
- строения и литологии пород;
- мощности слабопроницаемых отложений в разрезе;
- фильтрационных свойств пород и, прежде всего, слабопроницаемых отложений.

II. Геоморфологические критерии. Здесь учитываются топографические условия. Как известно, наиболее благоприятны участки с умеренно наклонным рельефом, желательны односклоновые, что значительно упрощает организацию противofiltrационной защиты и отвод фильтрата из тела полигона. Неблагоприятны участки горизонтальные (уклоны менее 0.002) или косогорные (уклоны более 0.02).

III. Критерии наличия опасных геологических процессов. Несмотря на то, что территории со сложными инженерно-геологическими условиями должны быть исключены при выборе площадок для размещения полигонов ТБО, на небольших густонаселенных территориях это не всегда представляется возможным. Так, например, на территории Чеченской Республики, где стихийно расположено большое количество военных городков, проблема геозкологического проектирования осложняется наличием опасных геологических процессов и явлений, развитых на большей части изучаемой площади. Поэтому в разработанной методике предложено учитывать такие природные факторы, как:

1. Степень сейсмической активности, включая оценку категорий грунтов по сейсмическим свойствам;
2. Наличие опасных экзогенных процессов (в частности старые и новые оползни, сели, карст);
3. Глубина промерзания грунта;
4. Наличие разрывных нарушений.

IV. Критерии ценности почвенного покрова. Согласно требованиям нормативных документов предпочтительными являются площадки, занятые малоценными сельскохозяйственными угодьями, незалесенные или покрытые лесами низших категорий.

V. Климатические критерии. Наконец, при проектировании несомненно важным является учет климатических факторов, а именно: среднегодовое количество осадков и роза ветров. Последний фактор является наиболее значимым, поскольку размещение полигонов осуществляется на минимальном удалении от населенных пунктов, при этом желательны размещать свалку с подветренной стороны.

Третий этап включает в себя непосредственно разработку системы экспертных оценок, т.е. ранжирование выделенных критериев по степени значимости. Следует учитывать, что критерий в свою очередь может состоять из ряда факторов, имеющих свою степень значимости. По нашему мнению, учет природных критериев должен превалировать над антропогенными.

Степень значимости определяется в процентном отношении от суммы всех учитываемых природных критериев и от суммы всех антропогенных критериев отдельно. В данной работе значимость каждого из антропогенных факторов показана в табл.1. В свою очередь каждый из перечисленных критериев имеет свою шкалу ранжирования, оцениваемую в общем случае по пятибалльной системе (табл.2).

Таблица 1

Степень значимости антропогенных критериев, учитываемых при проектировании полигонов ТБО

Антропогенный критерий	Процент значимости критерия, %
Транспортная доступность	40
Удаленность от населенного пункта	30
Наличие резервных районов строительства	20
Экономическая целесообразность	10
Итого:	100

При учете антропогенных критериев для каждого фактора определяется количество баллов, приведенных в табл.4, а затем этот балл умножается на цифру, соответствующую его уровню значимости. Например, по фактору транспортной доступности какой-либо участок оценивается в 3 балла. Умножаем 3 на 40%, т.е. на 0.4, получаем 1.2 балла. Таким образом, в окончательной системе оценок этот фактор будет иметь 1.2 балла. Аналогичным же образом разработана шкала для каждой группы природных критериев.

Таблица 2

Система ранжирования антропогенных критериев по уровню их значимости

Критерий	Балл				
	1	2	3	4	5
Транспортная доступность	Отсутствие подъездных путей	Подъездные проселочные дороги	Ж/д дорога	Автодорога	Ж/д и автодорога
Удаленность от населенного пункта, км	>25	20-25	15-20	10-15	5-10
Наличие резервных районов строительства, % от проектируемой площади свалки	Нет	10-20	20-50	50-80	80-100 и более
Экономическая целесообразность	Нет	Да		Не учитывается	

Итак, предложенная нами система экспертных оценок основана на количественном и качественном учете основных природных и антропогенных критериев, описанных выше. Каждая предложенная нами группа критериев имеет один или несколько факторов, каждый из которых оценивается по определенной балльной системе. Затем с учетом процента значимости каждого критерия производится его учет в общей системе экспертных оценок. После этого полученные баллы, с учетом десятых и сотых долей, складываются, и производится интегральная оценка по сумме природных и антропогенных факторов. Чем больше сумма баллов, тем условия наиболее благоприятны.

Литература

1. Инструкция по проектированию, эксплуатации и рекультивации полигонов для твердых бытовых отходов. М.: АКХ им.К.Д.Памфилова. 1996.
2. Санитарные нормы и правила по проектированию, эксплуатации и рекультивации полигонов ТБО. М., 1996.
3. СанПиН 2.1.7.1038-01 «Гигиенические требования к устройству и содержанию полигонов для твердых бытовых отходов» от 30 мая 2001 г.

О.Л.Романюк

rol_78@mail.ru, ЮФУ, Ростов-на-Дону

РАЗРАБОТКА СИСТЕМЫ КОМПЛЕКСНОГО ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ТЕРРИТОРИИ (НА ПРИМЕРЕ МАРКОВСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ РОСТОВСКОЙ ОБЛАСТИ)

В последнее время, учитывая прогнозируемый рост газодобычи и высокую экологическую опасность отрасли, особую актуальность приобретает вопрос проведения экологического мониторинга на объектах добычи и транспортировки газа. К настоящему времени в нефтегазовой отрасли существуют документы, регламентирующие осуществление производственно-экологического мониторинга [1], однако их применение на территории Ростовской области затрудняется ввиду специфики природно-климатических условий и антропогенной нагрузки региона.

Отсюда следует, что разработка схемы экологического мониторинга на площадях добычи углеводородного сырья в Ростовской области и установление фоновых параметров различных компонентов окружающей среды является насущной задачей региональных геоэкологических исследований.

В качестве объекта исследования нами рассматривается Марковское газоконденсатное месторождение (ГКМ). Оно расположено на территории двух государств – России (Тарасовский район Ростовской области) и Украины (Краснодонский район Луганской области). Месторождение открыто в 1988 г.; его российская часть введена в эксплуатацию в 1989 г., украинская – в 1999 г. Марковское ГКМ является крупнейшим в Ростовской области. На месторождении выявлено около 55 продуктивных пластов среднекаменноугольного возраста, содержащих залежи (газовые или газоконденсатные) промышленного значения. По состоянию на 1 января 2000 г. общие запасы всех категорий, числящиеся в Госбалансе по Марковскому месторождению, составляют более 20 млрд м³. Ежегодно на месторождении добывается 180-200 млн м³ природного газа.

Эксплуатация Марковского ГКМ связана с рядом экологических ограничений. Месторождение расположено в пределах ООПТ федерального значения (Митякинский участок РГООХ), его территория покрыта лесами первой группы и частично попадает в водоохранную зону р. Северский Донец. В связи с этим вопросы охраны окружающей среды при газодобыче приобретают особую важность.

С целью разработки системы мониторинга были предприняты комплексные геоэкологические исследования на территории Марковского ГКМ, которые включали гидро-, педо-, био- и атмогеохимическое опробование, ландшафтную съемку и радиоэкологические наблюдения. В результате проведенных исследований установлено, что наиболее значимые воздействия в процессе газодобычи оказываются на атмосферный воздух, поверхностные воды, почвенно-растительный покров. В соответствии с этим разработана схема мониторинга, состоящая из нескольких блоков. При разработке системы мониторинга на Марковском ГКМ учитывались следующие аспекты:

- основные направления и источники воздействия на окружающую среду;
- установленные в ходе первого этапа мониторинга характеристики состояния компонентов окружающей среды;
- существующее нормативно-методическое обеспечение мониторинга, а также опыт проведения подобных работ на объектах ОАО «Газпром» [1].

Мониторинг за состоянием атмосферного воздуха включает, прежде всего, определение концентраций приоритетных загрязнителей в воздухе на границе санитарно-защитной зоны (диоксида серы и азота, оксида углерода, метана, пыли, метанола, бензпирена). Следует проводить как плановый контроль (ежемесячно или ежеквартально), так и оперативные измерения (при залповых выбросах, резком изменении метеопараметров и т.д.). Исходя из ориентировки розы ветров, рекомендуется размещение постов на западной и восточной границе санитарно-защитной зоны.

Как показывает практика, высоко информативным методом атмосферного мониторинга является снеговая съемка. Оценка степени загрязнения снежного покрова проводится отдельно для талой воды и пыли. В воде определяются содержание макрокомпонентов и нефтепродуктов, а также pH. В пыли определяются тяжелые металлы, нефтепродукты и бензпирен. Рекомендуется проведение снеговой съемки в первый же зимний сезон по сети 1.0(0.5)×1.0(0.5) км на всей территории горного отвода со сгущением до 50(10)×50(10) м вблизи скважин. Оптимальная повторяемость атмогеохимических наблюдений в дальнейшем – раз в три-пять лет.

Мониторинг водных объектов предусматривает регулярные наблюдения за поверхностными водами. В качестве объекта мониторинга выступают озера Липово, Есаульское, Закатное, Дурное. Наблюдения должны проводиться не менее двух раз в год – в период паводка и межени. Учитывая высокую степень загрязнения всех водных объектов и значительную неоднородность, «мозаичность» гидрохимических показателей, целесообразно размещение трех гидропостов на оз.Закатное, пространственно совпадающих с местами нашего отбора гидропроб, по одному посту на озерах Липово, Есаульское и Дурное. В воде должны контролироваться те гидрохимические показатели, по которым выявлены превышения ПДК (содержание нитратов, нитритов, аммония, фосфора, железа, меди, марганца, цинка, фенолов, нефтепродуктов; величины ХПК и БПК). Рекомендуется расширить перечень анализируемых компонентов за счет включения бензпирена и метанола. Эти показатели следует определять при регулярных наблюдениях, проводимых 2 раза в год. Для определения динамики гидроэкологической ситуации и тенденций ее изменения предусматривается проведение исследований по расширенной программе один раз в 3-5 лет. Перечень контролируемых ингредиентов и показателей аналогичен тому, который имел место на стадии первого этапа (минерализация, жесткость, pH, содержание взвешенных частиц, основных ионов, биогенных соединений, тяжелых металлов, специфических загрязнителей, величины ХПК и БПК).

Почвенно-геохимический мониторинг осуществляется по двум направлениям: изучение распределения химических элементов и соединений на условно «чистых», фоновых участках и в зонах техногенного воздействия (на прискважинных площадках и в районе ГУ). С этой целью рекомендуется заложение пунктов наблюдения на трех ключевых участках, характеризующихся минимальным техногенным воздействием и относящихся к каждому из выделенных нами ландшафтов: искусственных лесонасаждений, пойменных лесов и плавней. Ключевые площадки размером 100 × 100 м каждая должны быть заложены на максимальном удалении от скважин. На этих участках ежегодно будет проводиться отбор почвенных проб из верхнего горизонта с последующим определением соединений, представляющих реальную или потенциальную угрозу загрязнения и являющихся индикаторами техногенного воздействия: нефтепродуктов, бензпирена, метанола. С учетом вероятности воздействия выбросов ГУ на состав водорастворимого комплекса желательно также контролировать на этих участках реакцию и состав водной вытяжки, обращая внимание на содержание сульфат- и нитрат-иона. Количество проб на каждой площадке – не менее 10.

Поскольку содержание тяжелых металлов в целом на территории Марковского ГКМ не представляет опасности с точки зрения санитарно-гигиенических нормативов, ежегодно контролировать их величину нецелесообразно. Однако, для выявления возможных изменений в распределении элементов, следует один раз в 5 лет в отобранных пробах анализировать содержания тяжелых металлов (медь, цинк, свинец, кадмий, олово, ртуть, никель, кобальт, ванадий, марганец, хром), а также мышьяк.

Почвенно-геохимический мониторинг на прискважинных площадках включает ежегодное опробование по 4-м основным румбам на расстоянии 5, 20 и 50 м от устья скважины. Таким образом, вокруг каждой скважины будет отбираться 12 проб. В качестве контролируемых скважин рекомендуются скважины № 9, 10, 13. Целесообразно также проведение опробования по такой же системе вокруг ГУ, однако радиус увеличивается до 100 м, а количество проб по каждому направлению – до 5-ти (10, 20, 50, 70 и 100 м). Общее количество проб – 20.

В отобранных пробах определяются те же соединения, что и на ключевых участках (бензпирен, метанол, нефтепродукты и показатели водной вытяжки). Кроме того, учитывая выявленную тенденцию роста концентраций тяжелых металлов в прискважинной зоне, их также следует определять в почвенных пробах.

Мониторинг растительного покрова основывается на геоботанических наблюдениях и включает:

- ежегодное проведение рекогносцировочных наземных маршрутов по 1-2 профилям с целью изучения динамики растительных сообществ; выявление признаков их деградации, степени нарушенности геосистемы;
- проведение раз в 3-5 лет площадного маршрутного обследования территории;
- использование материалов дистанционного зондирования для оперативного выявления участков загрязнения, деградации геосистем; заболеваний и повреждений древостоев; вырубок, гарей, уничтожения растительного покрова и др.

Санитарно-эпидемиологический мониторинг проводится с целью установления возможного влияния газового промысла на здоровье населения. Для этого выполняется ежегодный сбор статистической информации, содержащейся в годовых отчетах Тарасовской центральной районной больницы. Регистрируются сведения об общей заболеваемости, заболеваемости взрослых и детей, первичной обращаемости и заболеваемости основными группами болезней населения ст. Митякинской и Тарасовского района в целом. Кроме того, ведется учет демографических показателей – рождаемости и смертности.

Соблюдение предлагаемой схемы мониторинга и использование в качестве фоновых показателей данных полученных на первом этапе исследований позволит, по нашему мнению, достоверно выявить наличие изменений в состоянии окружающей среды и здоровья населения и определить роль газодобывающего производства в этих процессах.

Реализация изложенных предложений по корректировке программе геоэкологического мониторинга повысит достоверность и репрезентативность получаемых данных и позволит более объективно и обоснованно оценивать экологическую ситуацию в пределах Марковского ГКМ.

Литература

1. Система производственного экологического мониторинга на объектах газовой промышленности. Правила проектирования. ВРД 39. 1.13-081-2003. М., 2003.

ИЗМЕНЕНИЕ УПРУГО-АНИЗОТРОПНЫХ СВОЙСТВ ГРАНАТ-БИОТИТОВОГО СЛАНЦА С ВКЛЮЧЕНИЯМИ ГРАФИТА ПОД ДАВЛЕНИЕМ

Введение

В январе 2005 г. в Финляндии (г.Оутокумпу) было закончено бурение исследовательской скважины, которая достигла глубины 2516 м. Скважина заложена в юго-восточной части Финляндии около отработанного одноименного полиметаллического месторождения [6]. Скважиной до глубины 1310 м вскрыты слюдястые сланцы с редкими прослоями биотитовых гнейсов [5]. Интервал 1310-1515 м сложен перемежающимися слоями черных сланцев, биотитовых гнейсов, серпентинитов и диопсид-тремолитовых скарнов. Ниже 1515 м залегают слюдястые сланцы с редкими слоями черных сланцев и жилами кварца. Начиная с глубины 1655 м слюдястые сланцы перемежаются со слоями биотитовых гнейсов и телами пегматоидных гранитов. Тела пегматоидных гранитов, гранат-биотитовых гнейсов и биотит-силлиманитовых сланцев слагают нижнюю часть вскрытого разреза до забоя скважины на глубине 2516 м. Целью работы явилось изучение изменения упруго-анизотропных свойств образца гранат-биотитового сланца с включениями графита (обр. ODB-900_25, финская скважина Оутокумпу, глубина 900 м.) при атмосферном давлении и давлении под нагрузкой.

Методика

Образец был изготовлен в форме куба с гранями 25-31 мм. Микрофотография структуры приведена на рис.1. Петрографическая характеристика породы представлена в (табл.1).

На первом этапе петрофизических измерений вычисляли объемную плотность при атмосферном давлении и комнатной температуре с использованием метода Архимеда. Измерения проведены акустополаризационным методом с использованием специального прибора - акустополарископа [1]. Наиболее подробно методика проведения измерений описывается в работах [2,3]. Упругие характеристики образца представлены в табл.2. Второй этап измерений проводится на тензометрической установке PRASA HYDRAULICZNA TYP – WK 18 100 Top с приложением нагрузки поочередно на каждую из трех граней образца. Диапазон изменения давления P от 0 до 100 МПа. При увеличении давления, приложенного к образцу, регистрировалась изменения времени прохождения упругих колебаний через образец (рис.3).

Вычисления скоростей распространения продольных и поперечных волн сделаны по формулам:

$$V_P = \frac{h}{t_{P0} - t_{PI}}, \quad V_S = \frac{h}{t_{S0} - t_{SI}}, \quad (1)$$

где h – высота по выбранной грани; t_{P0} , t_{S0} – измерения времени задержки сигнала при давлении $P = 0$; t_{PI} , t_{SI} – измерения времени задержки сигнала при изменении давления P .

Для получения данных о пространственном положении проекций элементов упругой симметрии относительно граней образца вначале на боковых гранях образца (направления 1-1', 2-2') находились проекции элементов симметрии с наибольшей анизотропией (рис.2). Затем определялись величины углов τ_{n1} и τ_{n2} между направлением 3-3' и выявленной проекцией элемента. Расчет угла ψ между плоскостями упругой анизотропии и направлением 3 выполнен по формуле [1]:

$$\Psi = \arccos \frac{1}{\sqrt{tg^2 \tau_{n1} + tg^2 \tau_{n2} + 1}}. \quad (2)$$

Петрографическая характеристика гранат-биотитового сланца с графитом керна скважины
Оутокумпу (составлена к.г.-м.н. В.Р.Ветриним)

№ шлифа	Глубина, м	Главные минералы, содержание, %	Акцессорные и вторичные минералы	Структура
ODB-900_25	900.25	Qtz (30), Pl (25), Bt (40), Grt (1-3), графит (1)	Zr, Ap, Chl (по Bi)	Лепидобластовая, бластопсаммитовая

ПРИМЕЧАНИЕ. Qtz- кварц, Pl- плагиоклаз, Bt- биотит, Grt- гранат, Zr- циркон, Ap- апатит, Chl- хлорит.

Обсуждение результатов

Анализ результатов показал, что обр. ODB-900_25 представляет собой упруго-анизотропную среду (рис.2, табл.2). Это определяется наличием двух проекций элементов упругой симметрии на каждой из трех граней образца. В направлениях 1-1', 3-3' наблюдается эффект линейной акустической анизотропии поглощения (ЛААП). Характерным признаком его наличия является уплощенная форма акустополяриграммы в положении «векторы параллельны» (ВП) образца. Максимальное проявление ЛААП наблюдается в направлении 3 ($D_3 = 0.46$) и практически отсутствует в направлении 2-2' ($D_2 = 0.09$). Вероятнее всего, это обусловлено высоким содержанием биотита (до 40%) и неоднородностью образца (табл.1). Величины коэффициента анизотропии A_p и показателя анизотропии B_S ($A_p = 0.522$, $B_S = 0.534$) указывают на высокую степень упругой анизотропии.

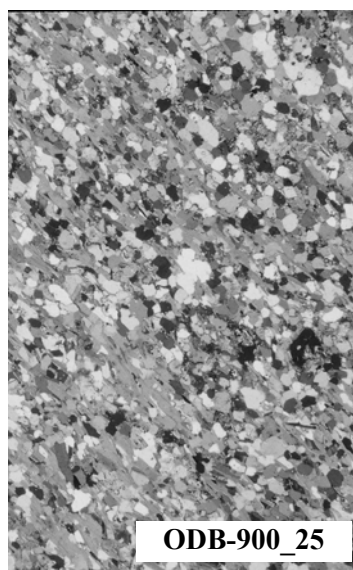


Рис.1. Микрофотография структур обр. ODB-900_25

Анализ матрицы скоростей показывает, что в скоростных характеристиках данного образца наблюдается разница в значениях V_p и V_S (табл.2). При этом наблюдается следующее соотношение: $V_{22} > V_{11} > V_{33}$ (табл.2). Это позволяет отнести образец к орторомбическому типу упругой симметрии. Самая низкая величина продольной скорости определена в направлении 3-3' ($V_p = 2.53$ км/с).

На акустополяриграмме образца (гр.3) фиксируется зависимость отклонения направления ЛААП от положения проекций элементов упругой симметрии. Такое явление, как правило, регистрируется при углом несогласия направленности элементов, ответственных за проявление эффекта ЛААП с элементами упругой симметрии. Чаще всего такое рассогласование встречается, когда преимущественное направление микротрещин не совпадает с преимущественной ориентацией кристаллоупругих осей минеральных зерен [2]. Определения пространственного положения проекций элементов упругой симметрии относительно граней образца (табл.2) позволяют сделать вывод о направленности главной компоненты палеонапряжений относительно горизонтальной плоскости (в данном случае относительно грани 3).

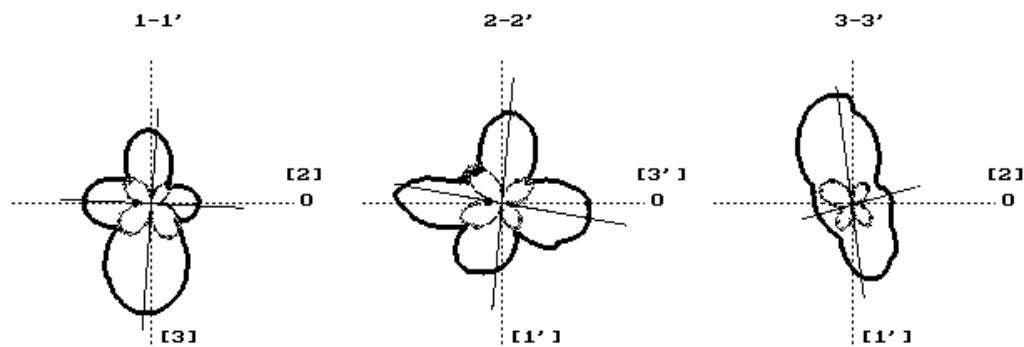


Рис.2. Акустополяриграмма образца ODB-900_25

Анализ тензометрических измерений образца показал незначительный рост продольной скорости (грань 3, рис.3а), поперечная скорость изменяется от 2.60 до 2.90 км/с (рис.3б) в то время как V_S практически совпадает в направлениях 1-1', 2-2'. Такое поведение V_P и V_S может быть обусловлено эффектом разуплотнения породы от литостатических напряжений [4].

Таблица 2

Упругие и неупругие свойства гранат-биотитового сланца с графитом керна финской скважины Оутокумпу (глубина 900.25 м)

Плотность ρ , г/см ³	Матрица скорости V_{ij} , км/с	Показатель анизотропии		Показатель ЛААП D_1, D_2, D_3	Углы проекций элементов симметрии	
		A_P	B_S		τ_{n1} , град.	τ_{n2} , град.
2.72	5.05 3.51 2.39 3.48 5.54 2.44 2.83 2.46 2.53	0.522	0.534	0.22 0.09 0.46	88 78 13	179 169 98

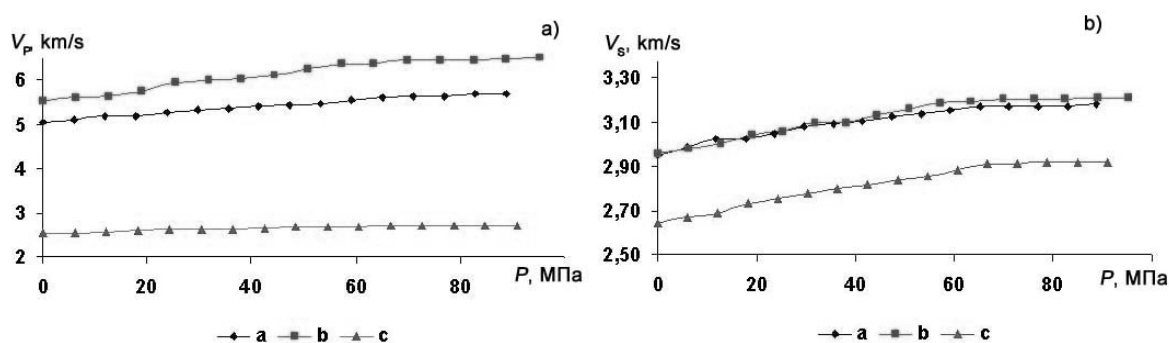


Рис.3. Соотношение скоростных характеристик V_P и V_S от давления P по трем граням обр. ODB-900_25:
a – 1-1', b – 2-2', c – 3-3'.

Выводы

В гранат-биотитовом сланце с графитом керна финской скважины Оутокумпу (глубина 900.25 м) удается визуально обнаружить наличие упругой анизотропии в строении породы. Образец является сильноанизотропным, проявляющим эффект линейной акустической анизотропии поглощения. При приложении одноосных нагрузок происходит нелинейное увеличение величин скорости продольных и поперечных колебаний, что свидетельствует о наличии развитой микротрещиноватости в образце. При нагружении образца происходит частичное закрытие микротрещин в направлении по нормали к действию силы. При увеличении давления в среднем до 100 МПа происходит разрушение образца, обусловленное образованием магистральных трещин, параллельных свободным граням.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ №07-05-00100-а, Президента РФ МК-1908.2008.5.

Литература

1. Горбачевич Ф.Ф. Акустополарископия горных пород. Апатиты, КНЦ РАН, 1995. 203 с.
2. Горбачевич Ф.Ф. Акустополарископия породообразующих минералов и кристаллических пород. Апатиты. КНЦ РАН, 2002. 140 с.
3. Ковалевский М.В. К вопросу о совершенствовании методики исследований упругих характеристик геоматериалов методом акустополарископии. Информ. материалы 12-й науч. конф.: структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар. Геопринт, 2003. С.123-125.
4. Горбачевич Ф.Ф., Медведев Р.В. Механизм разуплотнения кристаллических горных пород при их разгрузке от напряжений. В кн.: Рудные геофизические исследования на Кольском полуострове. Апатиты: Изд. Кольского филиала АН СССР, 1986. С.83-89.

5. Горбачевич Ф.Ф., Ковалевский М.В., Тришина О.М. Особенности упругой симметрии кристаллических пород в разрезе финской скважины Оутокумпу. Минералогия во всем пространстве сего слова. Научн. ред. Ю.Л.Войтеховский, А.В.Волошин, О.Б.Дудкин. Труды III Ферсмановской научной сессии, посвященной 50-летию Кольского отделения Российского минералогического общества. Апатиты, 27-28 апреля 2006. Апатиты. Изд-во «К & М». 2006. С.154-157.
6. Huhma A. Precambrian rocks of the Outokumpu, Polvijärvi and Sivakkavaara map-sheet areas. Geologinen tutkimuslaitos. Espoo. 1975.

А.В.Хомутов

akhomutov@gmail.com, ИКЗ СО РАН, Тюмень

ДИНАМИКА РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА В СВЯЗИ С КРИОГЕННЫМ ОПОЛЗАНИЕМ В ТУНДРОВЫХ ЛАНДШАФТАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЯМАЛА (НА ПРИМЕРЕ КЛЮЧЕВОГО УЧАСТКА «ВАСЬКИНЫ ДАЧИ»)

В пределах полуострова Ямал активно развито криогенные оползни, достигающее иногда катастрофических масштабов. Они оползни наиболее распространены в зоне типичных тундр (центральная часть полуострова), где площади, занятые ландшафтами с благоприятными для криогенного оползания условиями, наибольшие в сочетании с наличием залежей пластовых льдов, сплошным распространением многолетнемерзлых пород и сильной расчлененностью рельефа, связанной с распространением полигонально-жильных льдов. Немаловажную роль при формировании криогенных оползней играют изменения в подошве активного слоя под воздействием климатических флуктуаций.

В работе представлены результаты изучения динамики растительного покрова на месте схода криогенных оползней скольжения [2] в пределах ключевого участка «Васькины Дачи», расположенного на междуречье рек Се-Яхи (Мутной) и Морды-Яхи.

Ключевой участок «Васькины Дачи» представляет собой холмисто-увалистую равнину с узкими водоразделами и длинными пологими склонами. Наибольшие высоты (до 58 м) приурочены к уплощенным вершинам останцов V морской («Салехардской») равнины, сложенной преимущественно глинистыми засоленными породами. Также выделяются IV прибрежно-морская равнина («Казанцевская») с высотами вершин 35-45 м, сложенная преимущественно суглинистыми породами с прослоями песчано-супесчаных, III аллювиально-морская равнина с вершинами от 25 до 35 м, представленная тонким переслаиванием песков, суглинков и торфа. Кроме того, на рассматриваемой территории встречается I, II надпойменные террасы и пойма р.Морды-Яхи [2]. Территория интенсивно расчленена долинами малых водотоков (р.Панзананаяха), оврагами и балками, озерами и хасырями. Наиболее протяженные овраги приурочены к высоким геоморфологическим уровням. Глубина расчленения «Салехардской» и «Казанцевской» равнин достигает 20-50 м, на низких уровнях эта величина падает [1]. Большая часть территории (около 60%), представлена пологими склонами крутизной до 7°; склоны крутизной от 7 до 50° занимают около 10% площади; оставшиеся 30% приходятся на вершинные части увалов, поймы рек и поверхности озер [6]. Фрагмент геоморфологической карты ключевого участка представлен на рис.1.

В ландшафтном отношении территория ключевого участка «Васькины Дачи» расположена в подзоне типичных (мохово-лишайниковых и кустарниковых) тундр. Растительный покров представлен лишайниковой, моховой, травяной, кустарничковой и кустарниковой формациями.

При оценке динамики растительного покрова криогенных оползней ключевого участка «Васькины Дачи» использованы опубликованные данные, полученные О.Ребристой и О.Хитун [4] для криогенных оползней скольжения разного возраста. К наблюдениям этих авторов, проведенным в 1991-1993 гг., добавлены наблюдения за последующие годы [3,5], включая данные за 2007 г. Объектом исследования являются криогенные оползни, сошедшие в 1989 г. (рис.1).

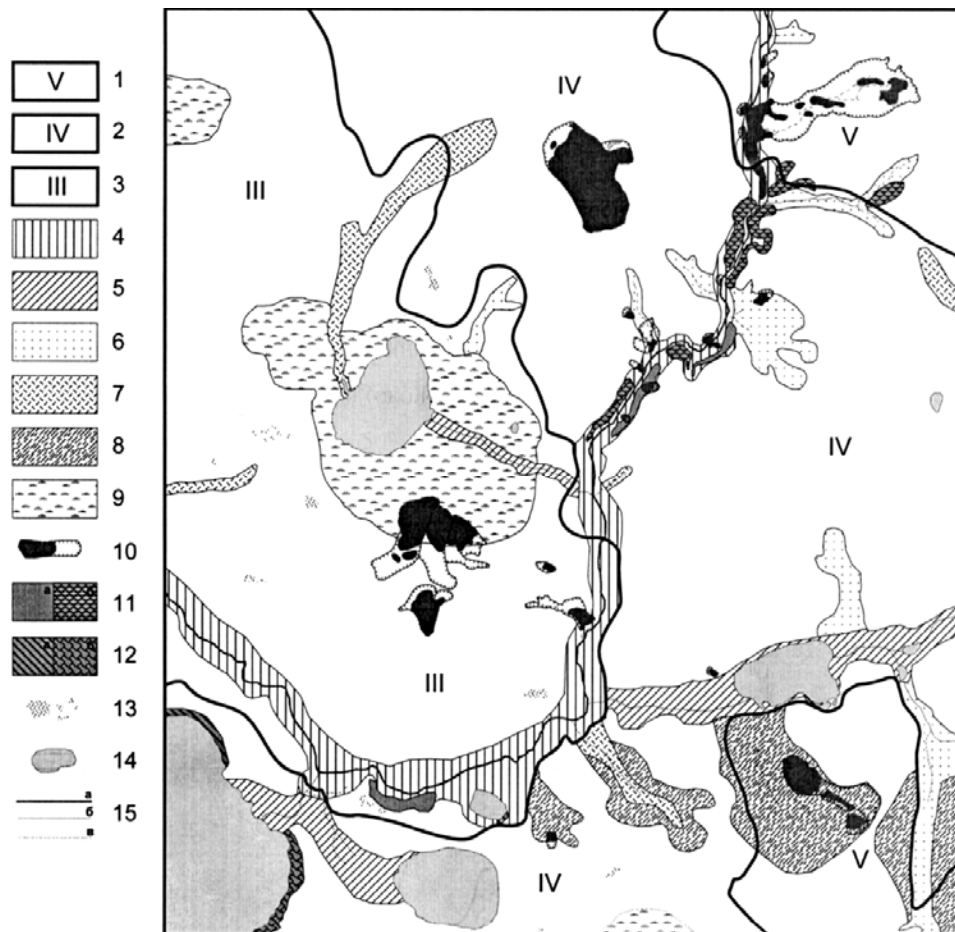


Рис. 1 Фрагмент геоморфологической карты ключевого участка «Васькины Дачи»

Условные обозначения: 1. Поверхность V морской («Салехардской») равнины; 2. Поверхность IV прибрежно-морской («Казанцевской») равнины; 3. Поверхность III аллювиально-морской равнины; 4. Пойма р.Панзананаяха; 5. Ложбины стока; 6. Овраги; 7. Балки; 8. Оползневые цирки; 9. Хасыреи; 10. Криогенные оползни скольжения (КОС) 1989 г.; 11. Эрозионные уступы (а), в том числе с КОС 1989 г. (б); 12 Термоабразионные уступы (а), в том числе с КОС 1989 г. (б); 13. Песчаные раздувы; 14. Озера; 15. Малые реки (а), мелкие водотоки (б), временные водотоки (в)

В 1989 г. сразу после схода оползней поверхность скольжения представляла собой оголенную поверхность без растительности, оползневое тело сохраняло типичную для окружающих ландшафтов растительность, «фронтальная зона» была погребена разжиженной массой. «Фронтальная зона» [5] возникает в результате перекрытия путей движения воды оползневым телом, из-за чего вверх по течению происходит подтопление с возможным образованием водоема и осоково-пушицевыми лугами, а вниз по течению – заболачивание. К 1993 г. поверхность скольжения медленно зарастала видами растительности, имеющими в окружающих неизменных ландшафтах подчиненную роль (*Alopecurus alpinus*, *Festuca ovina*, *Calamagrostis neglecta*, *Poa alpigena* ssp. *alpigena* и др.). Оползневое тело сохраняло типичные сообщества, но в угнетенном состоянии (снижена жизнеспособность *Salix polaris*, *Vaccinium vitis-idaea*, для него характерен отмерший моховой покров, разросшийся *Equisetum arvense* ssp. *boreale*, и присутствие пионерных видов мхов, свойственных для нарушенных местообитаний). В пределах «фронтальной зоны» наблюдались трансформированные исходные сообщества и развивались осоковые сообщества с *Carex glareosa* [4]. В 2005 г. на поверхности скольжения отмечалось обилие пионерных злаковых и ромашково-злаковых группировок в сочетании с разнотравьем на относительно сухих участках (*Deschampsia borealis*, *Puccinellia sibirica*, *Draba hirta*, *Tanacetum bipinnatum*, *Senecio congestus*) и осоковых (*Carex glaerosa*, *Carex bigelowii* ssp. *arctisibirica*) или пушицевых (*Eriophorum angustifolium*, *Eriophorum vaginatum*) лугов в понижениях, при это бровки выположенной промоины зарастали слабо. На оползневом теле исходный моховой покров не восстановился, на блоках развиты накипные лишайники. Повсеместно на более стабильных участках

оползневого тела исходные трансформировались в злаково-ивовые сообщества с *Salix glauca*, *Salix lanata*, *Salix reptans*. Для «фронтальной зоны» характерно образование осоковых болот. К 2007 г. произошла некоторая активизация зарастания, хотя поверхности скольжения большинства оползней, особенно крупных, заросли всего лишь на 30-40% из-за несформировавшегося органогенного горизонта и высокой подверженности этих поверхностей эрозии.

Таким образом, в связи с наблюдающимся ускорением зарастания в последние более теплые, по сравнению с предыдущими, годы, можно предположить, что возможные новообразованные оползни будут зарастать несколько быстрее за счет увеличения биомассы пионерной растительности, приводящего к ускоренному накоплению органогенного горизонта, достаточного для внедрения типичных тундровых мхов и ивы.

Литература

1. Воскресенский К.С., Земчихин В.Е. Термоэрозия на севере Западной Сибири // Геоморфология. № 1. 1986. С.41-47.
2. Лейбман М.О., Кизяков А.И. Криогенные оползни Ямала и Югорского полуострова. М., ИКЗ СО РАН, 2007. 206 с.
3. Лейбман М.О., Кизяков А.И., Арчегова И.Б., Горланова Л.А. Этапы развития криогенного оползания на Югорском полуострове и Ямале // Криосфера Земли 4(4). 2000. С.67-75.
4. Ребристая О.В., Хитун О.В., Чернядьева И.В., Лейбман М.О. Динамика растительности на криогенных оползнях в центральной части полуострова Ямал // Бот. журн. Т.80. № 4. 1995. С.31-48.
5. Хомутов А.В., Лейбман М.О. Динамика ландшафтов под влиянием естественных криогенных процессов и техногенной нагрузки (полигон «Васькины Дачи») // Биоразнообразии растительного покрова Крайнего Севера: инвентаризация, мониторинг, охрана: Матер. Всеросс. конф. Сыктывкар. Коми НЦ УрО РАН, 2007. С.191-200.
6. Leibman M.O., Kizyakov A.I., Sulerzhitsky L.D., Zaretskaya N.E. Dynamics of the landslide slopes and mechanism of their development on Yamal peninsula, Russia // Permafrost (M.Phillips, S.M.Springham, L.U.Arenson, eds.), Proceedings of the 8th International Conference, Zurich 21-25 July 2003. A.A.Balkema Publishers, Lisse, Netherlands. 2003. I: 651–656.

А.В.Чмеренко^{1,2}, В.П.Шевченко^{3,1,2}, А.С.Саввичев^{4,1,2}, Н.С.Замбер⁵, К.Г.Конов⁵

¹channa93@mail.ru, Лицей № 1553, Москва; ²МГДД(Ю)Т, Москва;

³vshevch@ocean.ru; ИО РАН, Москва; ⁴savvichev@mail.ru, ИНМИ РАН, г.Москва;

⁵zamber.nat@mail.ru; Гос. заповедник “Костомукшский”, Костомукша

МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ЭПИФИТНЫХ КУСТИСТЫХ ЛИШАЙНИКОВ КАК ИНДИКАТОР СТЕПЕНИ ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ

Введение

Лишайники – очень устойчивая симбиотическая ассоциация грибов и водорослей или цианобактерий [3]. Вся поверхность тела лишайника подвергается воздействию химических загрязнителей, находящихся в воздухе, поэтому лишайники являются долгоживущими накопителями поллютантов, таких как тяжелые металлы, радионуклиды, фтор и хлорированные углеводороды [1].

Одним из методов оценки степени загрязнения воздуха является изучение состава мхов и лишайников. Особенно актуальными являются исследования экологического состояния заповедников и национальных парков [6]. Для оценки степени загрязнения атмосферы в разных странах широко используются листоватые эпифитные лишайники, в первую очередь *Hypogymnia physodes*, но работ по изучению элементного состава кустистых эпифитных лишайников выполнено немного [1,8], хотя кустистые эпифитные лишайники обычно более чувствительны к загрязнению атмосферы.

Целью данной работы является оценка степени загрязненности ряда районов по результатам изучения элементного состава кустистых эпифитных лишайников.

Материалы и методы

Пробы кустистого лишайника *Usnea longissima* были отобраны участниками экспедиций БГХ-ДНТТМ в Кенозерском национальном парке (7 января 2008 г.) и в Южно-Уральском заповеднике (середина июля 2007 г.). В районе города Костомукша пробы кустистого лишайника *Alectoria sarmentosa subsp. sarmentosa* были отобраны в 2007 г. Всего отобрано 14 проб. При отборе проб лишайников соблюдали условия, отличные от известных, традиционно применяемых при сборе гербарных образцов. Отбор проводили в химически чистые полиэтиленовые пакеты, используя разовые стерильные перчатки. Главным условием было отсутствие внесения в пробу пыли и волокон постороннего происхождения. Предварительное высушивание проб проводили в укрытиях, препятствующих попаданию пыли в пакет с пробой лишайника.

В Москве в лабораторных условиях пробы были высушены в сушильном шкафу при температуре 40-50°C, очищены от примесей (частицы субстрата, лишайники других видов) и растерты в агатовой ступке растирочной машинки FRITSCH pulversette (Германия). Элементный состав проб изучался методом инструментального нейтронно-активационного анализа в Институте геохимии и аналитической химии им.В.И.Вернадского РАН. Образцы, вместе с образцами сравнения (стандартами), помещали в алюминиевый пенал и облучали в течение 20 часов в ядерном реакторе потоком нейтронов 1.2×10^{13} нейтр. см²·с⁻¹. Облученные образцы перепаковывали в пакеты из алюминиевой фольги и проводили измерения их гамма-излучения с помощью Ge-детектора фирмы ORTEK и анализатора NUC-8100 [4].

Результаты и их обсуждение

Результаты нейтронно-активационного анализа показывают, что средние значения содержания элементов в эпифитных кустистых лишайниках Костомукшского заповедника и Южно-Уральского заповедника и Кенозерского национального парка близки.

Среди проб, отобранных в районе г. Костомукши, резко выделяется проба, отобранная в точке, которая находится в 200 м от автомобильной трассы Костомукша-Финляндия по содержанию как типично литогенных (скандий, железо), так и антропогенных элементов. Скорее всего, обогащение лишайников большинством химических элементов связано с поступлением пыли от этой трассы.

Четко выраженной корреляционной зависимости между содержанием в лишайниках железа и других элементов от расстояния до Костомукшского горно-обогатительного комбината выявлено не было. Это свидетельствует о том, что горно-обогатительный комбинат оказывает слабое влияние на поставку следовых элементов в эпифитные лишайники окрестностей г.Костомукша и Костомукшского заповедника.

Содержание большинства следовых элементов в лишайниках Южно-Уральского заповедника значительно выше, чем в земной коре и в лишайниках заповедной зоны штата Аризона (США) [8,9]. Среди отобранных в Южно-Уральском заповеднике проб отмечена более высокая концентрация селена в пробе с точки 12, близкой к г.Карабаш. В Карабаше находится медеплавильный комбинат, который, скорее всего и является основным источником селена, поступающего в атмосферу при обжиге сульфидных руд [2]

В пробе из Кенозерского Национального парка, а также района г.Костомукша и Южного Урала были обнаружены повышенные концентрации Ca, Se, Fe, Cr, Co, Ni и As по сравнению с средним содержанием в земной коре, что можно объяснить только действием дальнего атмосферного переноса. Для оценки роли различных источников в формировании состава проб были рассчитаны коэффициенты обогащения элементами относительно среднего состава земной коры [Taylor, 1964] по формуле:

$$(\text{Эл}/\text{Sc})_{\text{проба}}/(\text{Эл}/\text{Sc})_{\text{земная кора}},$$

где Эл и Sc – концентрации интересующего нас элемента и скандия в пробе и в земной коре соответственно [5].

Для таких химических элементов, как натрий, скандий, железо, лантан, хром и кобальт, коэффициент обогащения меньше или близок к десяти, что свидетельствует о преобладании их литогенного источника [5]. Для большинства химических элементов (рис.1) коэффициент обогащения больше десяти, вплоть до 22600 у селена, поэтому можно предположить, что основным их источником является антропогенный (атмосферные выбросы металлургических предприятий, ТЭЦ, транспорта). Аналогичная закономерность описана в ряде работ [5,7]. Эти химические элементы поступают в эпифитные лишайники из атмосферы путем воздушного переноса от антропогенных источников, расположенных как вблизи, так и на большом расстоянии.

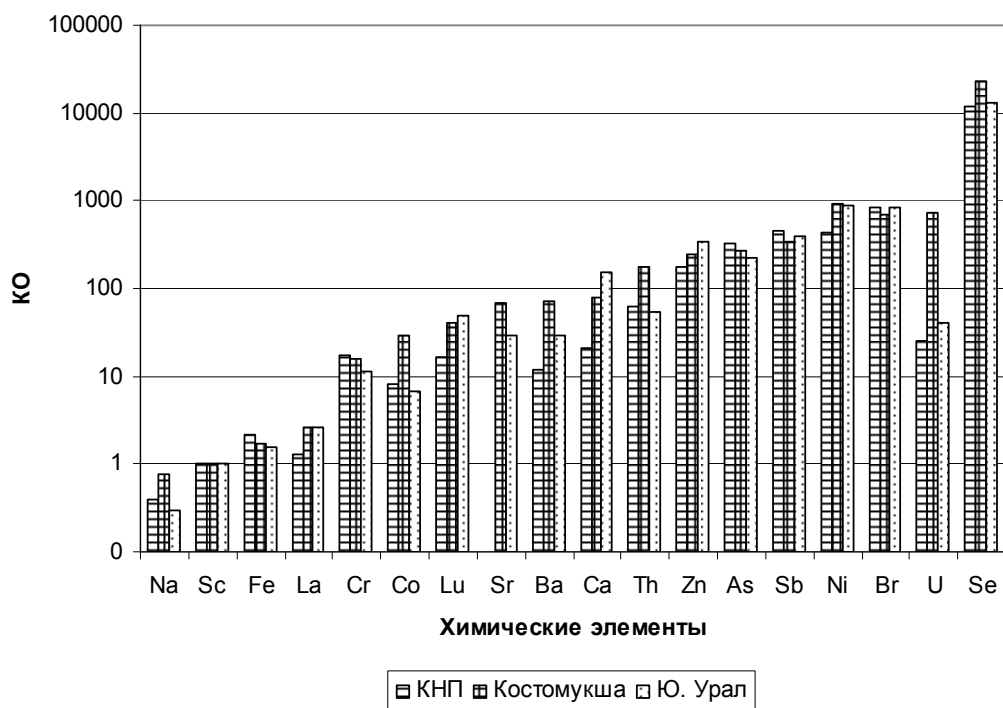


Рис.1. Коэффициенты обогащения (КО) относительно среднего состава земной коры

Выводы

1). Порядок содержания большинства изученных следовых элементов в кустистых эпифитных лишайниках Кенозерского национального парка, окрестностей г.Костомукша и Южно-Уральского заповедника близок. 2). Эти лишайники значительно обогащены рядом следовых элементов (особенно селеном, бромом, никелем, сурьмой, мышьяком и цинком) в результате антропогенной деятельности и дальнего атмосферного переноса. 3). В районе г.Костомукша не выявлено существенного влияния местного железнорудного горно-обогатительного комбината на формирование элементного состава кустистых эпифитных лишайников.

Авторы выражают благодарность участникам экспедиций Лицея № 1553 “Лицея на Донской” за помощь в сборе проб лишайников, М.П.Журбенко за определение видов лишайников, Д.Ю.Сапожникову за выполнение инструментального нейтронно-активационного анализа, А.Н.Новигатскому и А.С.Филиппову за помощь в подготовке проб к анализу. Авторы признательны администрации Государственного природного заповедника “Костомукшский”, Кенозерского национального парка, Южно-Уральского заповедника, академику А.П.Лисицыну за поддержку.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 07-05-00691-а), Отделения наук о Земле РАН (проект “Наночастицы во внешних и внутренних сферах Земли”), российско-немецкой лаборатории им.О.Ю.Шмидта.

Литература

1. Баргальи Р. Биогеохимия наземных растений: Экофизиологический подход к биомониторингу и биовосстановлению. М.: ГЕОС, 2005. 456 с.
2. Большой энциклопедический словарь. Гл. ред. А.М.Прохоров. М.: Большая Российская энциклопедия, 2000. 1434 с.
3. Жизнь растений. Т.3. Водоросли. Лишайники. Под ред. М.М.Голлербаха. М.: Просвещение, 1977. 487 с.
4. Колесов Г.М. Определение микроэлементов. Нейтронно-активационный анализ в геохимии и космохимии // Журнал аналитической химии, 1994. Т.49. № 1. С.160-171.
5. Шевченко В.П. Влияние аэрозолей на среду и морское осадконакопление в Арктике. М.: Наука, 2006. 226 с.

6. Шевченко В.П., Саввичев А.С., Леонтович А.В. Атмосфера Русского Севера // Заповедные острова. 2007. № 4(113). С.9.
7. Bergamaschi L., Rizzio E., Giaveri G. et al. INAA for determination of trace elements and evaluation of their enrichment factors in lichens of high altitude areas // Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry. 2005. V.263. N 3. P.721-724.
8. Clair S.S.B., Clair L.S.L., Weber D.J. et al. Element accumulation patterns in foliose and fruticose lichens from rock and bark substrates in Arizona // The Bryologist. 2002. V.105. N 3. P.415-421.
9. Taylor S.R. The abundance of chemical elements in the continental crust – a new table // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1964. V.28. P.1273-1285.

А.А.Юстус

aljust@yandex.ru, ИФХБПП РАН, Пущино

АНАЛИЗ ИЗМЕНЧИВОСТИ СВОЙСТВ ПОГРЕБЕННЫХ ПОЧВ НА ОСНОВЕ ЧИСЛЕННЫХ МЕТОДОВ НА ПРИМЕРЕ КУРГАННОГО МОГИЛЬНИКА ФИЛИПОВКА I, ЮЖНОЕ ПРЕДУРАЛЬЕ, РОССИЯ

Исследование посвящено проблеме выделения временных вариаций свойств почв, связанных с изменениями климата, при условиях существенной пространственной их неоднородности и относительно непродолжительного периода функционирования курганного могильника Филиповка I, принадлежащего к одной археологической культуре. Такие курганные могильники широко распространены в степной полосе России, и при археологических исследованиях последовательность сооружения курганов очень часто невозможно определить в связи с отсутствием убедительных археологических признаков, указывающих на время погребения, а также относительно большой погрешностью других методов, в том числе и радиоуглеродного.

Тем не менее, если почвы были погребены под курганами, сооруженными последовательно в период обитания представителей той или иной культуры в рассматриваемом регионе, есть возможность определить относительный порядок погребения, исходя из почвенных свойств, фиксирующих состояние климата на момент погребения. Данный подход определения последовательности сооружения курганов на основе изменения свойств почв в хроноряду предложен и описан в работе О.С.Хохловой и др. [2].

Однако в степной полосе России наблюдается значительная вариабельность почвенного покрова. Это накладывает дополнительные трудности при выявлении направленных изменений свойств погребенных почв, связанных с палеоклиматом. Выход из такой ситуации может дать метод, основанный на сравнении свойств почв в почвенно-геоморфологических группах, с наименьшей вариацией относительно стабильных свойств почв внутри этих групп и одновременно максимальным различием этих групп между собой.

Исходными данными для работы были как полевые описания горизонтов палеопочв, так и данные анализа химического и гранулометрического состава образцов слоев почвенной массы мощностью по 10 см от дневной поверхности погребенных и современных почв до глубины 200 см. Разрезы, вскрывающие современные почвы закладывались в целях выявления подходящего аналога погребенным почвам в условиях значительной пространственной неоднородности почвенного покрова и почвообразующих пород. В почвенных образцах были измерены содержание органического углерода, кислотность водной и солевой вытяжек, сумма обменных оснований и содержание в их составе обменных кальция, магния, калия, натрия и карбонатов.

С целью подтверждения того, что в данном исследовании основополагающим признаком, среди прочих почвенных свойств, для выявления групп является содержание фракции физической глины, не зависящей от времени и связанной лишь с литологической неоднородностью, использовался анализ массива данных методом главных компонент.

Анализ первых трех главных компонент, включающих более 70% общего варьирования, выявил некоторые особенности взаимосвязи измеренных почвенных свойств. Выяснилось, что наибольший вклад в колебания значений этого параметра вносят переменные гранулометрического состава и коррелирующие с тонкими гранулометрическими фракциями содержания карбонатов и суммы обменных оснований, которые имели факторные нагрузки более 75% на первую главную компоненту. Максимальная факторная

нагрузка на вторую компоненту была со стороны содержания К (%) в составе обменных оснований, а на третью компоненту более 70% составляла только нагрузка обменного Na, нагрузки остальных свойств не превышали 50%. Исходя из того, что нагрузка на первую компоненту содержания гранулометрических фракций преобладала над нагрузками других свойств, а также в связи с установленной генетической зависимости многих почвенных свойств от состава этих фракций, она была взята за основу при выделении почвенно-геоморфологических групп и выявлении современных аналогов погребенным почвам.

Выявление почвенно-геоморфологических групп было произведено при помощи кластерного анализа с проверкой обнаруженных групп на устойчивость несколькими способами.

В результате было выделено 3 группы почв по гранулометрическому составу (рис.1). Идентификационные номера разрезов в разряде десятков соответствуют погребенным почвам, номера на порядок выше – современным. Почвы второй группы отличались сильно дифференцированным иллювиально-элювиальным распределением фракции «<0.01 мм» по профилю со средним содержанием фракции в почвообразующей породе около 20 % (рис.2), у почв первой группы профиль был менее дифференцирован, кроме того, содержание физической глины в нижней части профиля достигало 30-35%. Почвы третьей группы отличались слабо иллювиальным, практически равномерным распределением физической глины. Профиль распределения фракции <0.01 мм в разрезе 111 значительно отличался от других исследованных почв, в связи с чем при кластерном анализе он объединялся с другими разрезами на максимальном расстоянии. Использованный подход с применением анализа главных компонент и последующего кластерного анализа является одним из самых эффективных при выделении групп на основе многомерных в разной степени коррелирующих данных по I. Jolliffe «Principal Component Analysis» [1].

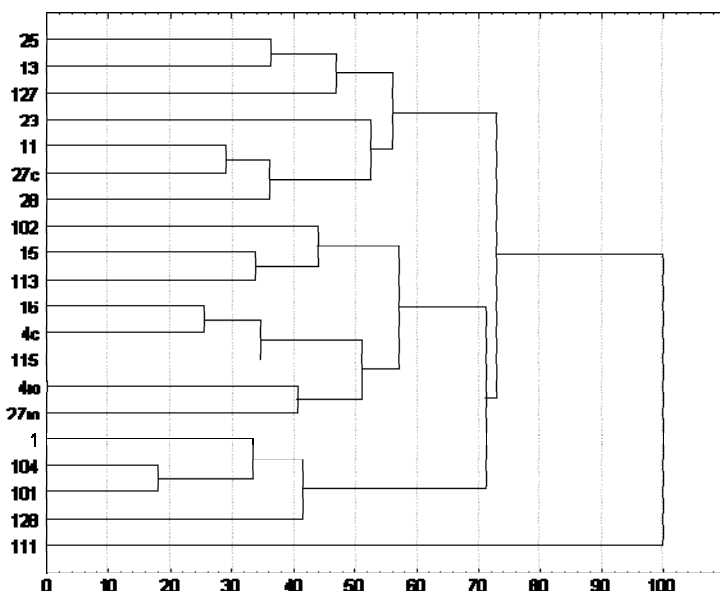


Рис.1. Иерархическое объединение исследуемых разрезов в результате кластерного анализа поглубинных измерений, проведенный с использованием евклидовых расстояний методом невзвешенного попарного среднего. Ось абсцисс – процент от максимального расстояния объединения; ось ординат – номера исследуемых разрезов

В полученных группах было вычислено отличие погребенных почв от современных на основе усредненной разности измеренных свойств погребенных почв и их современных аналогов. Полученные относительные величины изменения почвенных свойств, усредненные по 10-ти сантиметровым слоям на глубины 0-40 см (преимущественно органогенные горизонты), 0-100 см и 0-200 см были сопоставлены между собой для проверки гипотезы о последовательном погребении почв под курганной насыпью. Были обнаружены значимые превышения значений относительных величин одной группы над другой. Анализ данных о направлении изменения климата в момент функционирования курганного могильника и полученными относительными величинами изменения почвенных свойств, позволяет восстановить порядок погребения почв под курганами.

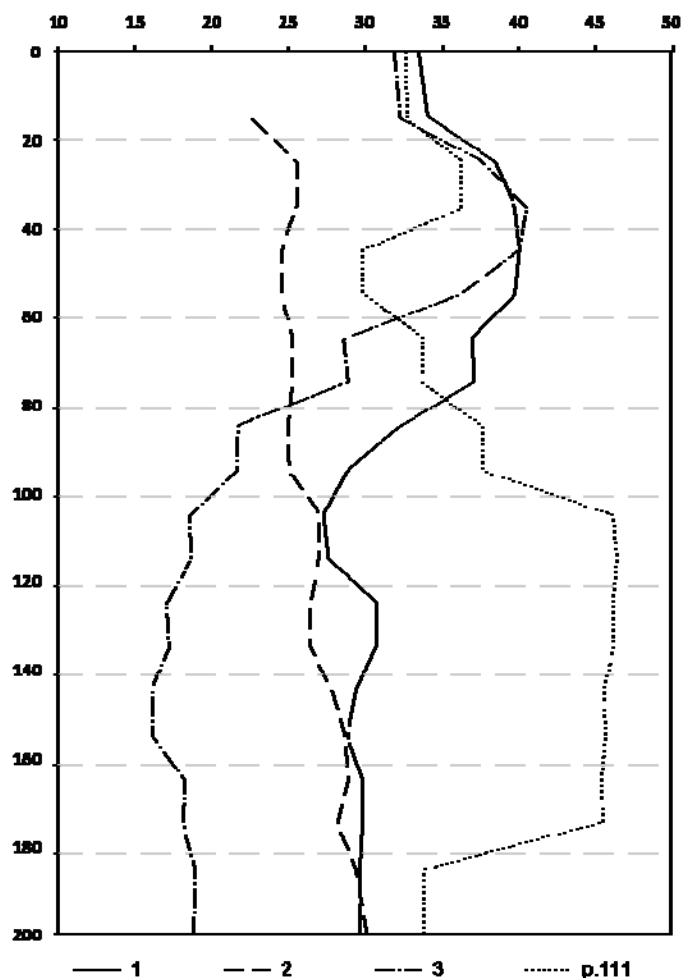


Рис.2. График усредненного профиля распределения фракции физической глины в полученных в результате кластерного анализа группах почв, в соответствии с нумерацией в статье. Ось абсцисс – процентное содержание фракции $<0.01\text{ мм}</math>, ось ординат – глубина от поверхности почвы, см. Состав групп: 1-4с, 4ю, 15, 16, 27ю, 102, 113, 115; 2-101, 1, 104, 128; 3-11, 13, 23, 25, 27с, 28, 127. Пунктирной линией показано содержание фракции физической глины в р. 111$

В результате в исследованном курганном могильнике Филипповка 1, сооруженном в узком временном интервале от середины V до середины или конца IV вв. до н.э., выявлено 2 группы курганов, сооруженных в разные временные интервалы в пределах функционирования могильника и отличавшиеся сравнительно "аридными" (первая ранняя группа курганов) и "гумидными" (вторая более поздняя группа курганов) климатическими условиями. В палеопочвах, погребенных под курганами ранней группы, достоверно выявлено меньшее содержание гумуса в верхней части профиля и повышенное - карбонатов и обменных оснований, а в их составе - кальция, в средней части.

Таким образом, исследование показало, что при восстановлении порядка сооружения курганов, наравне с общепринятыми методами определения возраста погребений, основанных на археологических находках или радиоуглеродном датировании, могут использоваться методы, основанные на способности почв запечатлеть в профиле климатические условия на момент их погребения.

Литература

1. Jolliffe I.T. Principal Component Analysis. 2nd ed. Springer-Verlag New York. 2002.
2. Khokhlova O.S., Sedov S.N., Golyeva and Khokhlov A.A. Evolution of Chernozems in the Northern Caucasus, Russia during the second half of the Holocene: carbonate status of paleosols as a tool for paleoenvironmental reconstruction // Geoderma. V.104. 2001. Pages 115-133.

	Стр.
ПРЕДИСЛОВИЕ	3
СЕКЦИЯ 1. ГЕОЛОГИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ	9
<i>Е.Е.Брык.</i> ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ДЕФОРМАЦИИ ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПРИИМАНДРОВСКОГО РАЙОНА (КОЛЬСКИЙ П-ОВ)	10
<i>Н.Ю.Грошев, Е.А.Ниткина.</i> ОБРАЗОВАНИЯ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВОГО ПЛАТИНОНОСНОГО МАССИВА ФЕДОРОВА ТУНДРА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ): НОВЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ U-Pb ДАННЫЕ	12
<i>С.Ю.Енгальчев.</i> ПРОЯВЛЕНИЕ ИНЪЕКЦИОННЫХ ФЛЮИДОЛИТОВ В ВЕРХОВЬЯХ РЕКИ ОРЕДЕЖ НА ЮГО-ЗАПАДЕ ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ	18
<i>Т.А.Епифанова, О.В.Казанов, В.М.Саватенков.</i> ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ НЕОДИМА В РУДОНОСНЫХ ИНТЕРВАЛАХ РАЗРЕЗА ВОСТОЧНО-ПАНСКОГО РАССЛОЕННОГО ИНТРУЗИВА	21
<i>М.М.Ибрагимов.</i> ВОЗРАСТ И ОРУДЕНЕНИЕ ГРАНИТОИДОВ БИСПБЕРГС КЛАК, СКАЛХОЙДЕН, ВИГСТРОМ ПРОВИНЦИИ БЕРГСЛАГЕН ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ШЦИТА	22
<i>А.О.Калашиников, Г.Ю.Иванюк, П.М.Горяинов.</i> КРИТЕРИЙ ОТНОСИТЕЛЬНОЙ УПОРЯДОЧЕННОСТИ КАК УНИВЕРСАЛЬНЫЙ ПОИСКОВЫЙ ПРИЗНАК	25
<i>Е.Е.Климовская.</i> ПРОЯВЛЕНИЕ ТАЛЬКОВОГО КАМНЯ «ОЗЕРКИ-1»: МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ	30
<i>А.В.Климовский.</i> ПОИСКИ ТАЛЬКОВОГО КАМНЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ, ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ КОСТОМУКШСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ	33
<i>А.В.Купцова.</i> НИЖНЕРИФЕЙСКИЕ ПЕСЧАНИКИ РАЙОНА МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАРКУ И ИХ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ	35
<i>А.С.Марченко, О.Б.Копенок, Д.А.Рубан.</i> ДИЗОКСИЯ В РАНЕСАРМАТСКОМ БАСЕЙНЕ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА: ХРОНОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЙ И ЭВСТАТИЧЕСКИЙ КОНТЕКСТ	38
<i>А.В.Матреничев, В.А.Матреничев, Т.В.Каулина.</i> ГЕОЛОГИЯ И ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ВУЛКАНИТОВ ХЕДОЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ	40
<i>И.А.Мошников.</i> РАДИОЭКРАНИРУЮЩИЕ ШУНГИТО-НАПОЛНЕННЫЕ КОМПОЗИТНЫЕ МАТЕРИАЛЫ	43
<i>К.С.Нейман.</i> УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ ХАРБЕЙСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ	46
<i>Н.С.Нестерова.</i> СФЕНЫ БЕЛОМОРСКОЙ И КАРЕЛЬСКОЙ ПРОВИНЦИЙ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ШЦИТА: ВАРИАЦИИ СОСТАВА И ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ	47
<i>А.Г.Никифоров.</i> СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ О.ИЗБНАЯ ЛУДА	51
<i>Г.Ю.Проскурин, Б.Ю.Астафьев.</i> ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ВОЗРАСТ МЕТАСОМАТИТОВ РАЙОНА Г.ШАРИВАРА (ТИКШЕОЗЕРСКИЙ ЗКП, СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)	53
<i>В.С.Рожкова.</i> ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ГИДРОЛИЗА ШУНГИТОВЫХ ПОРОД	55
<i>А.М.Фетисова, Р.В.Веселовский.</i> ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ТРАПШОВ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ДОЛИНЫ РЕК ФОМИЧ И ПОПИГАЙ)	58
<i>А.П.Хомякова.</i> МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ПЛАСТИЧЕСКИХ ЗОНАХ СДВИГА ОСТРОВ СОСНОВЫЙ, РАЙОН СЕЛА ГРИДИНО	61
<i>С.С.Шапкин, Т.Б.Баянова, П.А.Серов.</i> ПАДОС-ТУНДРА - НОВЫЕ Sm-Nd И U-Pb ДАННЫЕ ДЛЯ ПОРОД МАССИВА (ЗАП. ЧАСТЬ КОЛЬСКОГО П-ВА)	63

СЕКЦИЯ 2. ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ	67
<i>Н.А.Алфимова, Н.В.Матреничев.</i> ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ SR АУТИГЕННОЙ КОМПОНЕНТЫ ПРЕДЪЯТУЛИЙСКОГО ПРОФИЛЯ ВЫВЕТРИВАНИЯ ОЗ.М.ЯНИСЪЯРВИ (С.ПРИЛАДОЖЬЕ)	68
<i>Е.Е.Бадашкова.</i> ПЕТРОГЕНЕЗИС И ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ИРКУТНОГО ТЕРРЕЙНА СИБИРСКОГО КРАТОНА	70
<i>Н.В.Боровков.</i> МАНТИЙНЫЕ КСЕНОЛИТЫ ИЗ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНОВ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН	73
<i>Н.С.Гусева.</i> МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА АВТОМЕТАСОМАТОЗА В ПОРОДАХ ПАНОЗЕРСКОГО САНУКИТОИДНОГО КОМПЛЕКСА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ)	76
<i>Ю.В.Денисова.</i> ОСОБЕННОСТИ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ АКЦЕССОРНОГО ЦИРКОНА ГРАНИТНЫХ МАССИВОВ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА	78
<i>Ю.С.Егорова.</i> ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ИЗОТОПНОМ СОСТАВЕ Nd В АПАТИТАХ АРХЕЙСКИХ САНУКИТОИДНЫХ ЭЛЬМУССКОЙ И ШАРАВАЛАМПИНСКОЙ ИНТРУЗИЙ	79
<i>Я.Н.Железинская.</i> ЭВОЛЮЦИЯ ОКСИДОВ ЖЕЛЕЗА И ТИТАНА В ЯТУЛИЙСКОЕ ВРЕМЯ НА ПРИМЕРЕ II ВУЛКАНИЧЕСКОЙ И III ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩ ПЕЧЕНГСКОЙ СТРУКТУРЫ	81
<i>Г.С.Золотарева.</i> ОБ ИЗМЕНЕНИИ КРИСТАЛЛОХИМИИ ЦИРКОНА В КОРЕ ВЫВЕТРИВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ПАВЛОВСКОГО ВЫСТУПА ВКМ)	84
<i>Е.В.Климова, М.В.Никитина.</i> НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВЗАИМООТНОШЕНИИ АРХЕЙСКОГО ФУНДАМЕНТА И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА В М.ЯНИСЪЯРВИНСКОЙ СТРУКТУРЕ (С.ПРИЛАДОЖЬЕ, КАРЕЛИЯ)	86
<i>Д.И.Корпечков.</i> ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СОСТАВОВ МИНЕРАЛОВ ДЛЯ РЕКОНСТРУКЦИИ МЕХАНИЗМОВ МИГМАТИЗАЦИИ (НА ПРИМЕРЕ АПОАМФИБОЛИТОВЫХ МИГМАТИТОВ НИГРОЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ, СЕВ. КАРЕЛИЯ)	89
<i>И.В.Левцкий.</i> СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСНОВНЫХ ПОРОД ГРАНУЛИТОВЫХ И ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ПРИСАЯНСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	92
<i>А.В.Митрохин.</i> КОМПЛЕКСЫ АНОРТОЗИТ-РАПАКИВИГРАНИТНОЙ ФОРМАЦИИ УКРАИНСКОГО ЩИТА	95
<i>А.А.Моргунова, А.Л.Перчук, О.И.Володичев.</i> ВОССТАНОВЛЕНИЕ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МЕТАМОРФИЗМА В ЭКЛОГИТЕ О-ВА СТОЛБИХА, РАЙОН С.ГРИДИНО, БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС	98
<i>А.А.Новоселов, С.А.Силантьев.</i> ВОЗНИКНОВЕНИЕ И РАННЯЯ ЭВОЛЮЦИЯ АТМОСФЕРЫ И ГИДРОСФЕРЫ ЗЕМЛИ	99
<i>А.Н.Омельченко, А.В.Митрохин.</i> СУБЩЕЛОЧНЫЕ ДОЛЕРИТ-ДИАБАЗОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ В ОБРАМЛЕНИИ ПЛУТОНОВ РАПАКИВИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ	103
<i>В.В.Сластников, Ю.О.Пунин, А.Г.Штукенберг.</i> ОСЦИЛЛЯЦИОННАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МИНЕРАЛЬНЫХ АГРЕГАТОВ КОНКРЕЦИОННО-СЕКРЕЦИОННОГО ТИПА	106
<i>Е.С.Смирнова, А.Б.Кузнецов, М.Т.Крупенин, Т.Л.Турченко.</i> РИФЕЙСКИЕ КАРБОНАТНЫЕ ПОРОДЫ САТКИНСКОГО МАГНЕЗИТОВОГО ПОЛЯ ЮЖНОГО УРАЛА: МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И СПЕКТРОСКОПИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ	107
<i>В.Г.Степанец.</i> ГЕНЕЗИС ВУЛКАНИТОВ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МАЙКАИН (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)	109
<i>А.Б.Тарасенко.</i> ДИАГНОСТИКА ПРИРОДНОГО КАМНЯ ЗАКЛАДНЫХ КРЕСТОВ НОВГОРОДСКИХ ХРАМОВ	111
<i>Р.И.Шайбеков.</i> ЭПГ В СУЛЬФИДСОДЕРЖАЩИХ МАГМАТИТАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПАЙ-ХОЯ	114
<i>О.Якубович.</i> СООТНОШЕНИЕ ЗОН КАЛИЕВОЙ И НАТРИЕВОЙ МИГМАТИЗАЦИИ В СЕВЕРНОМ ПРИЛАДОЖЬЕ	118

	Стр.
СЕКЦИЯ 3. ГЕОФИЗИКА И ГЕОЭКОЛОГИЯ	122
<i>Н.Н.Андреева, В.П.Шевченко, Д.А.Субетто, В.В.Гордеев, С.П.Алексанкина, Е.О.Золотых, А.В.Лудикова.</i> ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА ЛЕСНОЕ (СОЛОВЕЦКИЙ АРХИПЕЛАГ БЕЛОГО МОРЯ)	123
<i>А.А.Зуенко, Р.А.Македонов.</i> КОМПЛЕКСНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ НОРМАЛЬНОГО ФУНКЦИОНИРОВАНИЯ И БЕЗОПАСНОСТИ ХВОСТОХРАНИЛИЩА АНОФ II	126
<i>М.В.Ковалевский.</i> ЭФФЕКТЫ И ЯВЛЕНИЯ, ВОЗНИКАЮЩИЕ ПРИ РАСПРОСТРАНЕНИИ УПРУГИХ ВОЛН В ГОРНЫХ ПОРОДАХ	128
<i>В.В.Кульнев.</i> ИЗУЧЕНИЕ КОНЦЕНТРАЦИИ МАРГАНЦА В ПРИРОДНЫХ ВОДАХ НА ТЕРРИТОРИИ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ОАО «КОВДОРСКИЙ ГОК»	131
<i>А.В.Матюшкин.</i> КОРРЕЛЯЦИЯ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ И ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ КЕЙВСКОЙ СТРУКТУРЫ	133
<i>М.Ю.Нилов.</i> ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОДПОВЕРХНОСТНОГО ГЕОРАДИОЛОКАЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ В КОМПЛЕКСНЫХ ИНЖЕНЕРНЫХ ИЗЫСКАНИЯХ	134
<i>Н.Л.Пестрикова.</i> ГАЗОВЫЕ ГИДРАТЫ КАК ОБЪЕКТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО И ЭКОЛОГИЧЕСКОГО ЗНАЧЕНИЯ	136
<i>Д.В.Потапенко.</i> К ВОПРОСУ О ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОМ ОБОСНОВАНИИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛИГОНОВ ТЕХНИКИ БЕЗОПАСНОСТИ ОБЪЕКТОВ (ТБО) (НА ПРИМЕРЕ ВОЕННЫХ ГОРОДКОВ ЧЕЧЕНСКОЙ РЕСПУБЛИКИ)	139
<i>О.Л.Романюк.</i> РАЗРАБОТКА СИСТЕМЫ КОМПЛЕКСНОГО ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА ТЕРРИТОРИИ (НА ПРИМЕРЕ МАРКОВСКОГО ГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ РОСТОВСКОЙ ОБЛАСТИ)	141
<i>О.М.Тришина, М.В.Ковалевский.</i> ИЗМЕНЕНИЕ УПРУГО-АНИЗОТРОПНЫХ СВОЙСТВ ГРАНАТ-БИОТИТОВОГО СЛАНЦА С ВКЛЮЧЕНИЯМИ ГРАФИТА ПОД ДАВЛЕНИЕМ	144
<i>А.В.Хомутов.</i> ДИНАМИКА РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА В СВЯЗИ С КРИОГЕННЫМ ОПОЛЗАНИЕМ В ТУНДРОВЫХ ЛАНДШАФТАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ЯМАЛА (НА ПРИМЕРЕ КЛЮЧЕВОГО УЧАСТКА «ВАСЬКИНЫ ДАЧИ»)	147
<i>А.В.Чмеренко, В.П.Шевченко, А.С.Саввичев, Н.С.Замбер, К.Г.Конов.</i> МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ЭПИФИТНЫХ КУСТИСТЫХ ЛИШАЙНИКОВ КАК ИНДИКАТОР СТЕПЕНИ ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРЫ	149
<i>А.А.Юстус.</i> АНАЛИЗ ИЗМЕНЧИВОСТИ СВОЙСТВ ПОГРЕБЕННЫХ ПОЧВ НА ОСНОВЕ ЧИСЛЕННЫХ МЕТОДОВ НА ПРИМЕРЕ КУРГАННОГО МОГИЛЬНИКА ФИЛЛИПОВКА I, ЮЖНОЕ ПРЕДУРАЛЬЕ, РОССИЯ	152

Научное издание

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОЭКОЛОГИЯ: ИССЛЕДОВАНИЯ МОЛОДЫХ

Материалы XIX конференции молодых ученых, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР профессора К.О. Кратца.
г.Апатиты, 24-28 ноября 2008 г.

Технический редактор В.А. Ганичев

Лицензия серия ПД №00801 от 06 октября 2000 г.

Подписано к печати 06.11.2008
Формат бумаги 60x84 1/8
Бумага офсетная. Печать офсетная. Гарнитура Times/Cyrillic
Усл.печ.л. 18.6. Заказ № 47. Тираж 100 экз.

Российская Академия Наук

Ордена Ленина Кольский научный центр им. С.М.Кирова
184209, Апатиты, Мурманская область, Ферсмана, 14