XXII МОЛОДЁЖНАЯ НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ
посвящённая памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца
8-10 ноября 2011 г. Апатиты

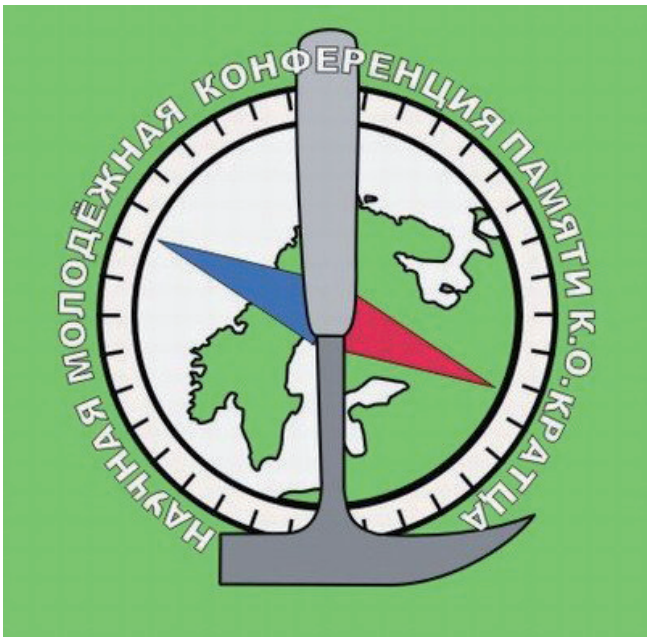
ГЕОЛОГИЯ, ГЕОФИЗИКА И ГЕОЭКОЛОГИЯ: ИССЛЕДОВАНИЯ МОЛОДЫХ

Учреждение Российской академии наук
Геологический институт Кольского научного центра РАН

Российский фонд фундаментальных исследований

Совет молодых учёных и специалистов ГИ КНЦ РАН

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОЭКОЛОГИЯ: ИССЛЕДОВАНИЯ МОЛОДЫХ.



Материалы XXII конференции молодых учёных, посвящённой памяти члена-корреспондента профессора К.О. Кратца.

г. Апатиты, 8-10 ноября 2011 г.

УДК: 55+552.11+550.948+502
ISBN 978-5-902643-13-5

Геология и геоэкология: исследования молодых. Материалы XXII конференции молодых учёных, посвящённой памяти члена-корреспондента профессора К.О. Кратца. 8-10 ноября 2011 г. – Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2011. – 191 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 XXII конференции, посвящённой памяти члена-корреспондента АН СССР профессора К.О.Кратца, проходившей 8-10 ноября 2011 г. в Учреждении Российской академии наук Геологическом институте Кольского научного центра РАН, г.Апатиты. Он состоит из пяти тематических частей: - Стратегические виды минерального сырья России, СНГ и сопредельных государств; – Общая геология, петрология, геохимия и геохронология; - Минералогия; – Геофизика; – 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 – к.г.-м.н. Рундквист Т.В., к.г.-м.н. Припачкин П.В., к.г.-м.н. А.В. Мокрушин
Техническая редакция – отдел ОНИР ГИ КНЦ РАН

© Авторский коллектив, 2011
© Российский фонд фундаментальных исследований, 2011
© Учреждение Российской академии наук Геологический институт Кольского научного центра РАН, 2011
© Совет молодых учёных и специалистов ГИ КНЦ РАН

Электронная версия: http://geoksc.apatity.ru

Содержание

Предисловие главного редактора 7

СТРАТЕГИЧЕСКИЕ ВИДЫ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ РОССИИ,
СНГ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ГОСУДАРСТВ

Применение магниторазведки при поисках
малосульфидных платиновых рудна примере проявления риф Невидимый
(массив Фёдоровой тундры, Кольский полуостров) 9
Грошев Н.Ю., Бороздина С.В.

Перспективы открытия новой залежи высокоуглеродистых пород
(на примере участка «Огоровцы») 11
Дейнес Ю.Е.

Ядерно-геофизические технологии управления добычей промышленных
компонентов на шахтах по «Жезказганцветмет». 14
Ефименко С.А., Сыздыков Н.Е., Диханов Е.Н., Тэн В.И.

Минералогия и генетические аспекты Au-Ag-Cu-Pb-Zn
месторождения Фаддейн-Келья (Южная Карелия) 18
Ибрагимов М. М

Додевонские отложения кристаллического фундамента республики Татарстан
и перспективы их нефтеносности по данным изучения кернового материала. 20
Камалеева А.И.

Типы железных руд Костомукшского месторождения и история освоения. 24
Ларькина Н.Ю.

Воздействие разработки месторождений строительных материалов
на окружающую среду (на примере Ново-Пятовского карьера,Калужская область).. 27
С.Г.Медведева, В.А. Королев,

Геология, трёхмерное моделирование, оценка точности различных методов интерполяции,
подсчёт запасов и современная экономическая оценка участков Большой Ихтегипахк,
Пахкварака и Алёнка Фёдоровотундровского месторождения (Кольский п-ов).. 31
Митрофанов А.Ф.

Благороднометалльная минерализация медно-никелевых руд Ждановского месторождения
Печенгского рудного поля (СЗ Кольского полуострова) 32
Рычкова О.А.

Литология верхнепротерозойских отложений полуостровов Среднего, Рыбачьего
и перспективы их нефтегазоносности 36
Сушков А.В.

Оптимизация поисковых работ на золото в пределах Восточной Финляндии. 39
Фролов А.А.

ОБЩАЯ ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Геохимическая характеристика пород саянского комплекса в юго-восточной части зоны
Главного Саянского разлома (междуречье рек Иркут и Китоя) 42
Базарова Е.П., Савельева В.Б.

К вопросу о геохимической реконструкции протолита эклогитов
Беломорского подвижного пояса 44
Березин А.В.

Пироксенитовые ксенолиты из четвертичных вулканов Шпицбергена
как свидетельство магматической эволюции в процессе спрединга
Норвежско-Гренландского бассейна.. 47
Боровков Н.В.

Cu-Ni сульфидная минерализация массива Песчаноозерский (Кольский полуостров) 49
Габов Д.А., Корчагин А.У.

Кинематика движений и величина деформации в палеопротерозойских породах
Серповидной структуры (Кейвский террейн, северо-восток Балтийского щита) 52
Горбунов И.А., Мудрук С.В., Балаганский В.В.

Геохимические и петрохимические особенности основных пород платиноносного массива Вурэчуайвенч (Мончегорский комплекс, Кольский регион) 55
Гребнев Р.А.

^{3}H-^{3}He метод датирования, его практическое применение и первые результаты. (на примере водозабора «Ключевой» Апатито-Кировского района). 58
Гудков А.В., Толстихин И.Н.

Основные черты геологии Кожимского массива 61
Денисова Ю.В.

Сяргозерский субщелочной комплекс Центральной Карелии 62
Дмитриева А.В.

Палеопротерозойские габброиды Беломорского подвижного пояса: последовательность и PT-параметры кристаллизации. 66
Егорова С.В, Степанова А.В.

Сульфиды как минералы-геохронометры для Sm-Nd датирования рудоносных интрузий Балтийского щита. 68
Екимова Н.А., Серов П.А

Опытно-методические работы на золотое оруденение в Зеленокаменном поясе иломантси (Финляндия) 70
Изоткина Л.И.

Верхнемантийные эклогитовые ксенолиты алмазоносной кимберлитовой трубки Катока (Ангола). 74
Королев Н.М.

PT-условия свекофеннского метаморфизма и метасоматоза в Порьегубском покрове Лапландского гранулитового пояса Балтийского щита 77
Лебедева Ю.М.

Геохимические особенности и датирование (U-Pb, SHRIMP II) цирконов из мигматитов района Палая Ламба (Центральная Карелия). 79
Матвеева Л.В.

Особенности состава эклогитов северо-западной части Беломорского пояса. 82
Мельник А.Е.

Метанориты и жильные плагиоклаз-амфиболовые породы на участках Морошковое озеро и Южносопчинский (Мончегорский комплекс). 86
Мирошникова Я.А., Гребнев Р.А.

Основные черты строения палеопротерозойского разреза Серповидной структуры (Кейвский террейн, северо-восток Балтийского щита) 88
Мудрук С.В., Никитин А.Е., Балаганский В.В.

Изотопное U-Pb датирование процессов метаморфизма в породах комплекса TTG Ингозерского блока (Кольский полуостров). 91
Ниткина Е.А., Баянова Т.Б., акад. Митрофанов Ф.П.

Петрология и геохимия нижнепротерозойских кварцевых порфиров Лехты (восточная Карелия). 94
Павлова К.Г.

Особеноти распространения новообразованой минерализации в породах ратненской свиты венда Волыни (Украина) 97
Руденко К.В.

Методика изучения гелия в минералах и горных породах 99
Севостьянов А.Ю., Скиба В.И., Каменский И.Л., Ветрин В.Р.

Многостадийность формирования Фёдорово-Панского расслоенного интрузива: Sm-Nd и U-Pb изотопно-геохронологические свидетельства 101
Серов П.А., Екимова Н.А.

Геология и условия формирования донных отложений в озёрных котловинах Северной Карелии 104
Стешенко Е.Н., Колька В.В.

Экскурсия по каледонидам центральной Скандинавии 106
Чернятьева А.П., Проскурнина А.В., Клановска Ивона, Альхов А.С.

Петрография и геохимия высококалиевых интрузивных пород и метасоматитов Рябинового массива (Южная Якутия) 106
Шатова Н. В.

МИНЕРАЛОГИЯ

Особенности химического состава минералов из коры выветривания гранитоидов оз. Кискинлампи (С.Карелия). 111
Алфимова Н.А., Матреничев В.А.

Информационно-поисковая база данных минералов северо-востока европейской части России 113
Астахова И.С.

Минералогия гибридных дацитов фронтальной зоны Курильской островной дуги (влк. Менделеева, о. Кунашир) 115
Ветошкина А.В.

Условия образования акцессорного ильменорутила в алмазсодержащих среднедевонских отложениях Южного Тимана 118
Гракова О.В.

Изучение кварцев из ультраредкометальных онгонитов (калгутитов) Калгутинского рудного узла в Горном Алтае 120
Долгоселец Д.А., Баданина Е.В., Михайлов В.И.

Полиметаллическая минерализация в вулканогенно-осадочных породах Имандра-Варзугской структурной зоны, Южного Прихибинья, первые результаты. 122
Карпов С.М., Кожемякин М.С. , Савченко Е.Э.

Типохимизм калиевых полевых шпатов из пород Калгутинского рудного узла (Горный Алтай). 127
Козлов Д.С., Михайлов В.И.

Оценка содержания кремнезёма во флюиде некоторых редкометальных месторождений, на основе экспериментальных исследований растворимости кварца в системе Q-H_2O-HF. . . .128
Конышев А.А., Аксюк А.М.,

Физико-химическое моделирование взаимодействий в системе брусит, кальцит – раствор $CuSO_4$, $NiSO_4$, $FeSO_4$ 131
Мазухина С.И., Светлов А.В., Корнева Е.А., Макаров Д.В.

Ассоциация Cr-Fe-Ti минералов в плагиоклаз-амфиболовых жилах участка «Морошковое озеро» (Мончегорский плутон) 134
Мокрушин А.В., Мирошникова Я.А., Савченко Е.Э.

Выщелачивание минеральных компонентов шунгитовых пород в средах различной кислотности 137
Рожкова В.С.

Метод рентгеновской рефлектометрии для определения пористости анальцима 140
Уляшев В.В.

Минеральные ассоциации скарнов и руд вольфрамового месторождения Кордонное (Приморский край) 141
Федосеев Д.Г., Гвоздев В.И.

Количественный анализ особенностей морфологии электрохимического осадка меди, полученного в областях температурных аномалиях скорости роста 143
Хазикова Л. А., Бочаров С. Н.

ГЕОФИЗИКА

Изменение термального режима Кольского полуострова в мезозойское время по результатам палеомагнитного изучения даек девонского возраста. 147
Боцюн С.Б., Веселовский Р.В.

Современные геодинамические процессы в зонах коллизии по данным сейсмического просвечивания литосферы 150
Гамбурцева Н.Г., Санина И.А., Сидоренков Н.С., Усольцева О.А., Гоев А.Г.

Экспериментальные геоэлектрические исследования в техногенно-зашумленных районах Восточной Украины 151
Зайцев Г.Н., Кушнир А.Н.

Оценка применимости палеомагнитных методов для метаморфических пород палеопротерозойской структуры хребта Серповидный (Кольский полуостров) 155
Матюшкин А.В.

Пространственно-временной анализ роя землетрясений 1.03– 12.03 2011 года (Петропавловск - Камчатский). 157
Мещерякова В.А.

Изучение пространственной дислокации Рыборецкого силла при помощи профильных вертикальных электрических зондирований 160
Рязанцев П.А.

Тензор момента центроида онотского землетрясения 23 февраля 2005 г. с MPSP=5.0 (Восточный Саян) по поверхностным волнам 162
Середкина А.И.

ГЕОЭКОЛОГИЯ

Трансформация аэрального техногенного потока пологом леса в Карабашской геотехнической системе, Южный Урал 168
Аминов П.Г., Лонщакова Г.Ф.

Печёночники антропогенных местообитаний Лапландского заповедника (Мурманская область). 170
Боровичев Е.А.

Современные исследования кинетики биодеструкции стойкого органического вещества в водной среде 173
Губернаторова Т.Н.

Радиоактивность докембрийских магматических горных пород Водлозерского блока (юго-восток Фенноскандинавского щита) 176
Икконен П.В., Мельник Н.А.

Влияние природных и техногенных термических воздействий на радиоэкранирущие свойства шунгитовых пород. 180
Мошников И.А.

Исследование донных отложений городской реки Лососинка (Петрозаводск), как важный элемент в эколого-геохимическом мониторинге урбанизированной территории. 182
Слуковский З.И.

Газогеохимический режим природных источников углеводородных газов на о. Сахалин и условия размещения газоопасных районов 185
Сырбу Н.С., Шакиров Р.Б.

Экологическая оценка ртутной обстановки в озёрной системе Большое Яровое на основе ГИС–технологий. 188
Д.А. Чупина, В.Д. Страховенко

ПРЕДИСЛОВИЕ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА

Конференция молодых учёных, посвящённая памяти выдающегося учёного-геолога, чл.-корр. АН СССР Каукко Оттовича Кратца, традиционно проводится почти ежегодно в разных городах Северо-Запада России, начиная с 1985 года. В работе конференции принимают участие молодые учёные, аспиранты и студенты центров и отделений РАН, университетов и институтов России, ближнего и дальнего зарубежья. Большая часть этих конференций организуется 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) и проводится советами молодых учёных при поддержке руководства этих институтов. Оргкомитетом XXI конференции, состоявшейся 18-21 октября 2010 г. в г. Санкт-Петербурге, было рекомендовано провести XXII конференцию 8-10 ноября 2011 г. в г. Апатиты на базе Геологического института КНЦ РАН.

Конференция молодых учёных является уникальным форумом молодых исследователей не только России, но и СНГ, а в 2011 году она фактически приобрела международный статус. В конференции приняло участие более 100 учёных из Петрозаводска, Санкт-Петербурга, Апатитов, Кировска, Екатеринбурга, Сыктывкара, Москвы, Черноголовки, Владивостока и других городов России, а также из Украины, Польши и Казахстана. В представленных докладах затрагивается широкий круг проблем, которые освещаются в материалах конференции, включающих разделы: 1) Общая геология, петрология, геохимия и геохронология; 2) Минералогия; 3) Геофизика; 4) Геоэкология. В присланных докладах существенно возросло количество сообщений по «сырьевой» тематике, в том числе – о ранее неизвестных рудопроявлениях и точках минерализации. В связи с этим, а также учитывая тот факт, что именно молодые геологи в будущем будут решать задачи стратегической безопасности и взаимовыгодной кооперации своих стран, впервые в рамках конференции был организован круглый стол «Стратегические виды минерального сырья России, СНГ и сопредельных государств». В рамках этого круглого стола, в частности, обсуждались вопросы платиноносности и золотоносности геологических структур Карелии, Кольского полуострова и Финляндии, а также ряд других актуальных проблем в этой области.

Труды конференции всегда издаются и пользуются спросом не только у молодёжи, но и у старших коллег, поскольку в них часто представлены новые материалы и направления исследований. Эти материалы охватывают проблемы геологии, петрологии, геохронологии, минералогии, кристаллографии, общей геофизики и петрофизики, различных видов полезных ископаемых. Большое внимание уделяется проблемам геоэкологии и мониторинга окружающей среды, а также применениям математического моделирования и ГИС-технологий в геологии.

Опыт проведения подобных конференций показывает, что они плодотворны для роста квалификации молодых исследователей, расширяя круг их научных интересов. Значительная часть участников конференций прежних лет за прошедшие годы защитила кандидатские и докторские диссертации, стала специалистами высокой квалификации в своих областях знаний. Конференция получила признание и поддержку учёных-геологов.

Важнейшим результатом ежегодных встреч стало создание молодёжных творческих коллективов из различных городов, включающих специалистов в различных областях наук о Земле.

Присоединяйтесь!

С наилучшими пожеланиями участникам конференции,
академик РАН Ф.П. Митрофанов

Стратегические виды минерального сырья России, СНГ и сопредельных государств

ПРИМЕНЕНИЕ МАГНИТОРАЗВЕДКИ ПРИ ПОИСКАХ МАЛОСУЛЬФИДНЫХ ПЛАТИНОВЫХ РУД НА ПРИМЕРЕ ПРОЯВЛЕНИЯ РИФ НЕВИДИМЫЙ (МАССИВ ФЁДОРОВОЙ ТУНДРЫ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Грошев Н.Ю., Бороздина С.В.
ГИ КНЦ РАН, Апатиты, nikolaygroshev@gmail.com
АФ МГТУ, 4 курс, Апатиты, borozdina.swetl@yandex.ru

При поисках малосульфидных руд элементов платиновой группы (ЭПГ) в расслоенных интрузиях магниторазведка является успешно применяемым косвенным методом. Из опыта поисково-разведочных работ в пределах расслоенных интрузий Кольской платиноносной провинции известно [3], что магнитная съёмка позволяет картировать тектонические нарушения, прослеживать магматическую расслоенность, выявлять магнитные маркирующие горизонты, прослеживать перспективные на ЭПГ контрастно расслоенные толщи. Однако, на наш взгляд, следует признать, что эффективность метода для поисков ЭПГ в настоящее время недооценена, так как масштабы съёмки, использованные в многочисленных геологоразведочных проектах провинции, не крупнее 1:5000.

В основе настоящей работы лежат данные об аномалиях магнитного поля, полученные авторами в 2011 году на массиве Фёдоровой тундры [1, 4], расположенном в центральной части Кольского полуострова. Объектом исследования являлось недавно открытое [2] и еще недостаточно изученное малосульфидное рудопроявление ЭПГ - риф Невидимый, залегающий в верхних частях расслоенной серии массива. Породы расслоенной серии здесь по петрографическим и магнитным свойствам разделяются на три группы: троктолиты (средняя магнитная восприимчивость кср. = 13.4×10-3 ед. СИ), оливиновые лейкогаббронориты (кср. = 5.2×10-3 ед. СИ) и лейкогаббро (кср. = 1.3×10-3 ед. СИ). Минерализованный ЭПГ горизонт (риф) прослежен по простиранию на 350 м, залегает под углом 60-70° к горизонту, падает на юго-запад, имеет мощность 4-16 м и представляет собой тонкое чередование троктолитов, оливиновых лейкогаббронноритов и лейкогаббро (рис. 1). Горизонт подстилается мощной толщей (десятки метров) более магнитных оливиновых лейкогаббронноритов и перекрыт столь же мощным «слоем» менее магнитных лейкогаббро. Таким образом, ожидалось, что в магнитном поле должна выделиться кровля рифа, т.е. тот участок разреза расслоенной серии, в котором происходит смена различных по магнитным свойствам пород.

Детальная магнитная съёмка по сети 25×5 м, выполненная на участке 200×600 м, в центральной части которого ранее проводилось детальное геологическое картирование (рис. 2 В), показывает, что перекрывающий риф «слой» слабомагнитных лейкогаббро, а значит и кровля рифа, удовлетворительно выделяется на всех профилях в виде полосовидной низкоамплитудной отрицательной аномалии. Заметные синусоидальные перегибы аномалии, а также ее ширина и амплитуда, по-видимому, связаны с количеством прослоев слабомагнитных лейкогаббро в верхней части разреза рифа. При уменьшении масштаба съемки в два и более раз (рис. 2 А, Б), т.е. при съёмке в наиболее крупных масштабах предшествующих магниторазведочных работ, эта аномалия становится точечной, и риф (кровля минерализованного ЭПГ горизонта) не выделяется.

Таким образом, на примере изученного нами рудопроявления видно, что эффективность магниторазведки при поисках платинометальных руд определяется, прежде всего, детальностью съёмки.

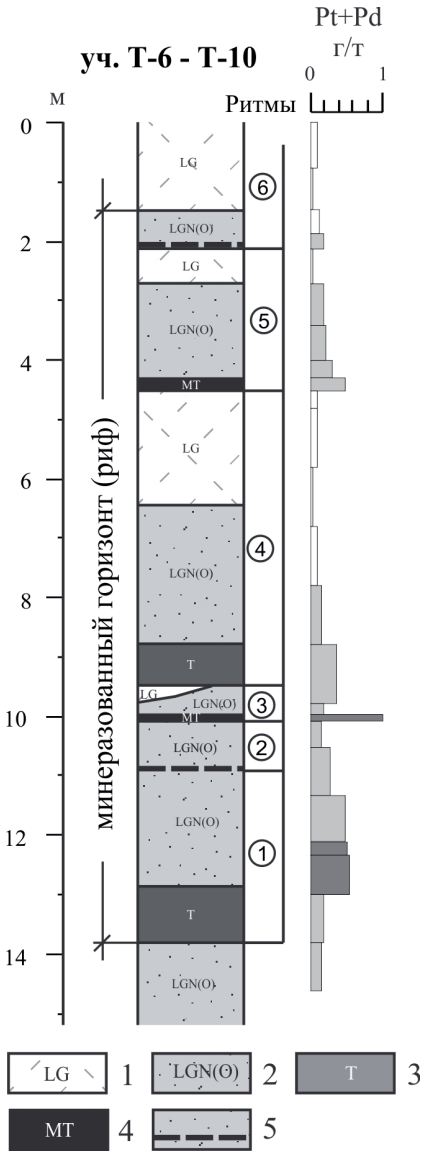


Рис. 1. Разрез минерализованного горизонта и вариации содержаний ЭПГ по данным бороздового опробования. Условные обозначения: 1 – лейкогаббро, 2 – оливиновые лейкогаббронориты, 3 – троктолиты, 4 – меланотроктолиты, 5 – прослои троктолитов мощностью 2-3 см (вне масштаба). Цифры, обведенные кругом, – номера ритмов горизонта.

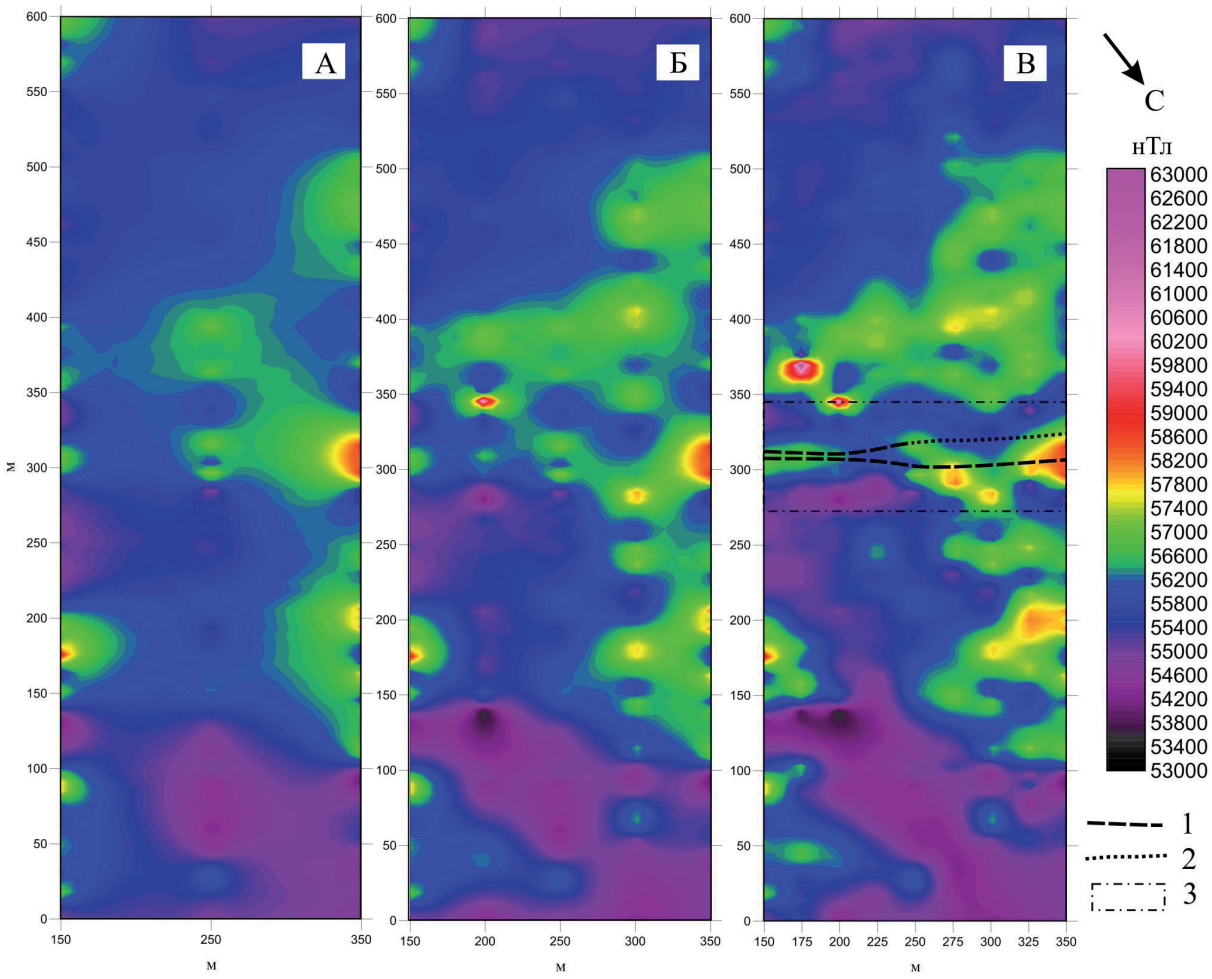


Рис. 2. Карты аномалий магнитного поля изученного участка в зависимости от масштаба съёмки: А – сеть 100×5 м, Б – сеть 50×5 м, В – сеть 25×5 м. Условные обозначения: 1, 2 – границы минерализованного ЭПГ горизонта (рифа) по [2]: 1 – установленные, 2 – предполагаемые, 3 – контур участка детального геологического картирования

Авторы выражают благодарность к.ф.-м.н. Раевскому А.Б. за критические замечания к рукописи, а также к.г.-м.н. Габову Д.А. за любезно предоставленный магнитометр МИНИМАГ.

Список литературы

1. Грошев Н.Ю. Двухфазный платиноносный массив Федоровой тундры (Кольский полуостров): геология и типы малосульфидного ЭПГ-оруденения. Автореферат канд. дисс. Апатиты. 2010. 24 с.

2. Грошев Н.Ю., Савченко Е.Э. Новое проявление малосульфидной ЭПГ-минерализации рифового типа в Федоровотундровском массиве (Федорово-Панский расслоенный комплекс, Кольский полуостров) // Материалы XXI молодежной конференции, посвященной памяти К.О.Кратца. С.-Пб. 2010. С. 141-145.

3. Дудкин К.О. Особенности применения и эффективность геофизических и геохимических методов при поисках малосульфидного платинометалльного оруденения в расслоенных базит-гипербазитовых комплексах Кольской платинометалльной провинции // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова /Сборник статей/ Редактор академик РАН Ф.П.Митрофанов. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2005. С. 124-137.

4. 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. Vol. 97. 2002. P. 1657-1677.

ПЕРСПЕКТИВЫ ОТКРЫТИЯ НОВОЙ ЗАЛЕЖИ ВЫСОКОУГЛЕРОДИСТЫХ ПОРОД (НА ПРИМЕРЕ УЧАСТКА «ОГОРОВЦЫ»)

Дейнес Ю.Е.
ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, deines@krc.karelia.ru

На текущий момент времени запасы известных месторождений высокоуглеродистых (шунгитоносных) пород, таких как Максово, практически истощены. Поэтому встаёт вопрос об открытие новых залежей шунгитоносных пород (ШНП). Как известно ШНП слагают горизонты и стратиграфически приурочены к верхней подсвите заонежской свиты людиковийского надгоризонта Карелии. С.В. Купряковым было выделено девять горизонтов ШНП [1], продуктивными из которых являются четвертый и шестой горизонты. Основным типом залежей высокоуглеродистых пород являются купольные диапировые постройки [3].

В пределах Фенноскандинавского щита ШНП развиты в Онежской синклинадьной структуре, которая в свою очередь подразделяется на систему антиклинальных и синклинальных структур второго порядка, одной из которых является Толвуйская синклиналь.

В структурном отношении участок «Огоровцы» находится на Огоровском вале Толвуйской синклинали, имеющем простирание, примерно, параллельное Максовскому валу, а предполагаемая в пределах участка залежь высокоуглеродистых пород хорошо вписывается в систему купольных диапировых построек севера Толвуйской синклинали [5].

Вблизи участка на стадии картировочных и поисковых работ Карельской геологоразведочной экспедицией пройдены две скважины №№ 68в и 101 (рис. 1а). Кроме того, на правом берегу и непосредственно на дне р. Царевка имеются естественные обнажения (рис. 1б) – выходы шунгит-лидит-доломитового комплекса, являющегося стратиграфическим репером и указывающим на то, что в обрамлении участка развиты породы девятого, а в пределах участка – нижележащих шунгитоносных горизонтов. Здесь мощность девятого горизонта незначительна, и на геологической карте он выклинивается. Скважины расположены на северо-восточном и восточном фланге участка и, в силу своей небольшой глубины (33 и 139 м), не вскрывают шестой горизонт ШНП.

Скважина № 68в протыкает девятый и восьмой горизонты (рис. 1а). Правда, по девятому горизонту пройденный интервал составляет всего лишь 2,5 м, однако, здесь среди лидитов и доломитов отмечен прослой – шунгитов. Это явный признак обогащения пород горизонта миграционным шунгитовым веществом. Следует также отметить относительно большой угол наклона слоистости пород к оси керна - 75°. Это отчётливый признак приближения к восточному крылу вала «Огоровцы», а, возможно, и к купольной структуре четвёртого порядка

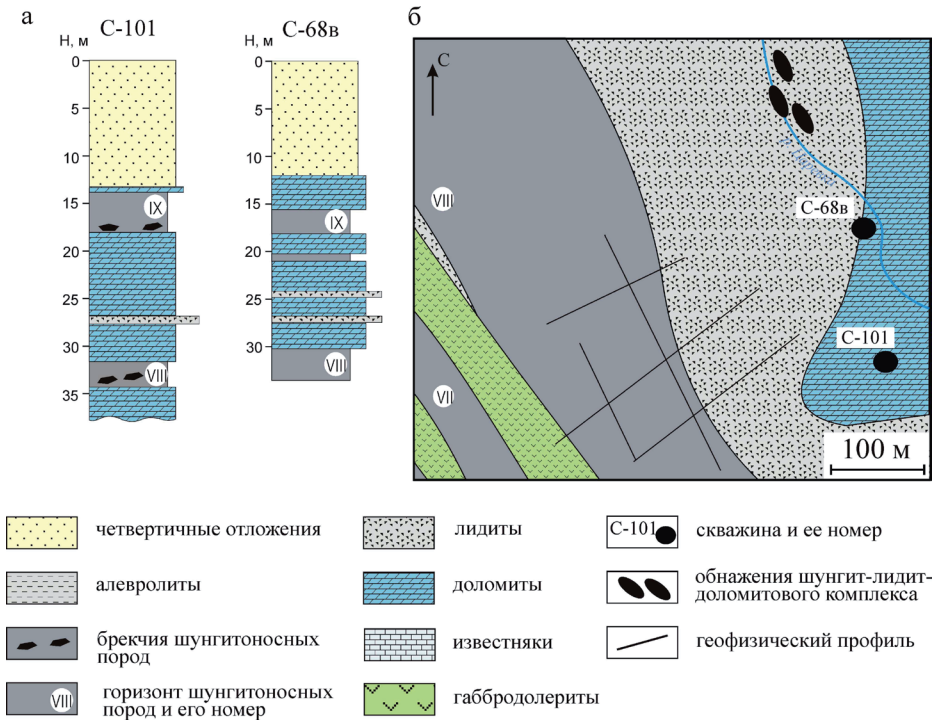


Рис. 1. а - геологические колонки скважин, б - геологическая карта участка “Огоровцы” [2].

Скважина № 101 вскрывает также круто залегающие породы (до 60°). Она вскрыла несколько горизонтов ШНП (рис. 1а). На двух уровнях (14-17 и 31-32 м) встречены брекчии алевролитов с цементом ШНП. Это указывает на присутствие в разрезе материала, по реологическим свойствам способного формировать диапировое тело, а также на вероятную близость залежи высокоуглеродистых пород.

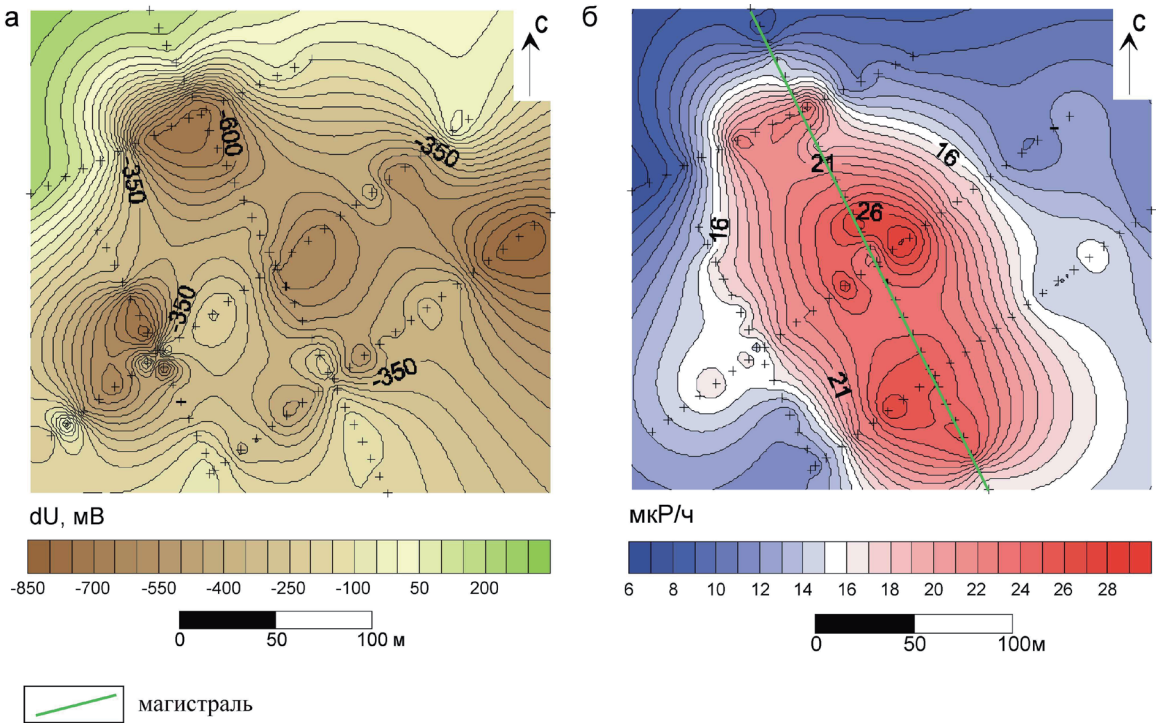
Находящиеся на северо-восточном фланге участка обнажения лидитов и подстилающих их доломитов полого падают в северо-восточном направлении. В основном это массивные породы, реже встречаются слабобрекчированные. Это область уже более удалённая от предполагаемого диапирового тела, где практически отсутствуют признаки его тектонического влияния.

Таким образом, можно сделать вывод, что обнажённые породы и породы, вскрытые скважинами, не относятся непосредственно к диапировому телу и в них однозначно не фиксируются признаки развития диапирового тела (краевая брекчия, надкупольная тектоника и др.). Однако, все же на участке имеются следы деформирующего влияния Огоровского вала, и, возможно, сформированного тела ШНП (брекчии с цементом ШНП, крутые углы падения пород).

Данный вывод подтверждается и комплексом геофизических методов, основанным на контрастности физических свойств вмещающих и шунгитоносных пород [4].

На участке «Огоровцы» в 2004-2007 гг. сотрудниками лаборатории генезиса шунгитовых месторождений Института геологии КарНЦ РАН была разбита сеть профилей и поставлен комплекс геофизических методов. Схема наблюдений приведена на рис. 1б. Она включает две магистрали и три профиля общей протяжённостью 1000 м. По результатам измерений методом естественного электрического поля (ЕЭП) построен план изолиний потенциала ЕЭП (рис. 2а). Обнаруженная интенсивная аномалия ЕЭП предположительно вызвана ШНП восьмого горизонта, который в северо-западной части участка оконтуривается зоной положительных значений dU.

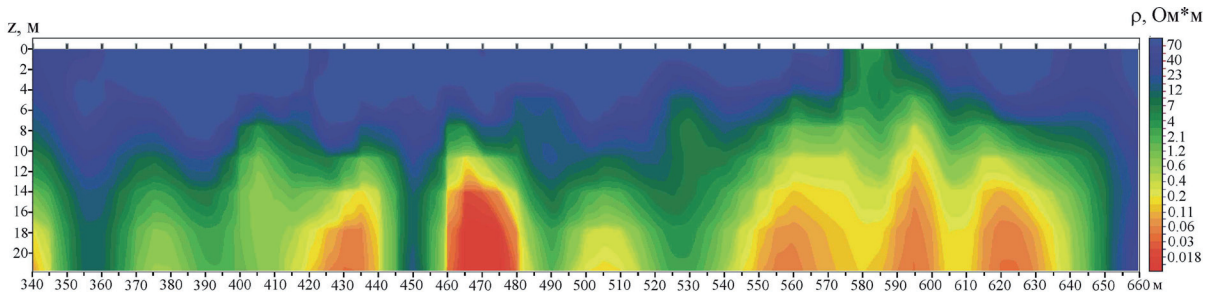
Также была выполнена радиометрия и построен план изолиний мощности экспозиционной дозы гамма-излучения (рис. 2б). На плане выделяется изометричная аномальная зона, судя по всему соответствующая породам, залегающим между седьмым и восьмым горизонтами, так называемый, гамма-репер. По мнению автора, длинную ось аномалии можно сопоставить с осью Огоровского вала, которая практически совпадает с азимутом магистрали и составляет 325º.



Так как аномалия ЕЭП более широкая, чем аномальная зона гамма-излучения, можно предположить, что мы имеем дело с купольной структурой, над которой породы восьмого горизонта ШНП, дающие аномалию ЕЭП, были подняты и в дальнейшем эродированы.

Помимо этих методов, была использована низкочастотная электроразведка в модификации метода срединного градиента (СГ). В результате получены данные, позволившие вести об-

работку, используя приёмы, типичные для метода СГ, а также те, которые применяются при геоэлектрическом зондировании. Комплексная обработка данных проводилась в программном продукте Profiler® (Каминский А.Е). Конечным результатом является разрез удельных сопротивлений по магистрали (рис. 3).



На геоэлектрическом разрезе отмечаются несколько зон с низким удельным сопротивлением (до десятых долей Ом*м), что характерно для ШНП. Также на разрезе можно выделить несколько зон повышенного сопротивления, что, по мнению автора, связано с разломами. Резкие изменения проводимости пород по латерали, наклонные границы зон различной проводимости создают картину блокового строения участка «Огоровцы». По-видимому, разломы образовались в процессе формирования диапировой структуры и заполнены брекчией доломитов и алевролитов, а фиксирование их уже на глубине 10 м свидетельствует о близости купола к поверхности.

В целом строение участка можно представить как локализованное тело высокоуглеродистых пород, сформированное, видимо, по шестому горизонту ШНП, частично выходящее под четвертичные отложения, а частично перекрытое вышележащими породами (в опущенных участках). Вероятное блоковое строение участка возникло в результате развития диапировой постройки, то есть в процессе взаимодействия пластичных протошунгитовых масс с более компетентными перекрывающими породами. Если эта модель верна, то на участке мощность коренных перекрывающих купольное тело пород незначительна. Этот вывод можно считать достаточно уверенным, поскольку уровень эрозионного среза вала «Огоровцы», примерно, на 25 м больше, чем Максовского (центрального для Толвуйской структуры) вала.

Таким образом, участок «Огоровцы» перспективен для открытия новой крупной залежи высокоуглеродистых пород, и, по мнению автора, основываясь на знаниях о закономерности формирования диапировых структур, а также используя комплекс геофизических методов, можно выделить несколько таких участков в пределах Толвуйской синклинали.

Список литературы

1. Купряков С. В. Отчет о результатах поисковых работ на шунгитовые породы, проведённых в Онежской мульде в 1985–88 гг. Петрозаводск, 1988. 148 с.

2. Михайлов В. П., Купряков С. В., Отчёт о результатах детальной разведки юго-восточной (Максовской) залежи Зажогинского месторождения шунгитовых пород за 1982-85 гг.: Фонды ККГРЭ, ПГО «Севзапгеология», Петрозаводск, 1985.

3. Филиппов М. М. Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск, 2002. 280 с.

4. Филиппов М. М., Дейнес Ю. Е. Геолого-геофизические признаки купольных шунгитоносных структур, перекрытых коренными породами // Тр. Института геологии КарНЦ РАН. Вып. 8. Петрозаводск. 2005. С. 110-119.

5. Филиппов М. М., Клабуков Б. Н., Ромашкин А. Е. и др. Закономерности формирования, развития и размещения шунгитоносных структур Онежской мульды: Отчет по т. 152. Петрозаводск, 2000. 197 с. (Фонды КарНЦ РАН).

ЯДЕРНО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ТЕХНОЛОГИИ УПРАВЛЕНИЯ ДОБЫЧЕЙ ПРОМЫШЛЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ НА ШАХТАХ ПО «ЖЕЗКАЗГАНЦВЕТМЕТ»

Ефименко С.А., Сыздыков Н.Е., Диханов Е.Н., Тэн В.И.
ТОО «Корпорация Казахмыс», Жезказган, Казахстан, glavgeof@kazakhmys.kz

В рыночных условиях максимальная прибыль от эксплуатации месторождений цветных металлов может быть достигнута только за счёт полноты и комплексности переработки минерального сырья.

Такая модель может быть, в частности, реализована с помощью системы управления качеством добываемых руд и металлов (СУКДРМ), ориентированной на добычу всех промышленных компонентов в рудах месторождения. Применительно к ПО «Жезказганцветмет» - филиалу ТОО «Корпорация Казахмыс» - это Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, S, Re. Длительное время было принято считать, что определение содержаний в рудах всех перечисленных промышленных элементов экспрессными (рентгенорадиометрическим, в частности) методами - это настолько чрезвычайно сложная научная, методическая, математическая и аппаратурную задача, что её практическое решение в ближайшей перспективе представлялось невозможным. Главным образом, из-за отсутствия высокопроизводительного аналитического инструментария, способного с достаточной точностью работать с малыми содержаниями Ag, Cd, S, Re.

Аналитическая техника, однако, с годами совершенствуется и с появлением в экспресс-лаборатории геофизической службы ПО «Жезказганцветмет» лабораторных энергодисперсионных рентгенофлюоресцентных (EDXRF) спектрометров сначала РАЛ – 1М (НИИТФА, Москва, Россия), а затем РЛП – 21 (ТОО «Физик», Алматы, Казахстан), ситуация кардинально изменилась к лучшему.

EDXRF спектрометр РЛП – 21 (РАЛ – 1М снят с производства) позволяет определять одновременно содержания до 34 элементов. РЛП–21 – это: Si – Li полупроводниковый детектор (ППД); жидкий азот; радиоизотопные источники Am – 241; время измерения – 415 с; вес – 60 кг. Точность рентгенорадиометрического анализа (РРА) на Cu, Pb, Zn, Ag, Cd и Fe соответствует III категории точности по ОСТ 41 – 08 – 205 – 04 во всем диапазоне содержаний этих металлов в рудах Жезказгана. Спектрометр обеспечивает следующие пределы обнаружения элементов: Ag – 1,2 ppm; Cd – 1,35 ppm; Cu – 0,0046 %; Zn – 0,0058 %; Pb – 0,0084 %. Точность РРА на Ag на ГСО–4822 ДВГ (0,40 ppm) и ГСО–8076 (0,67 ppm) – IV категория (полуколичественный анализ).

Столь низкий предел обнаружения Ag был достигнут в результате реализации совместных исследований разработчика (выбор ППД, конструкционные элементы которого не содержат Ag; привлечение мощного математического аппарата; специальное методическое обеспечение; модернизация программных продуктов) и геофизической службы (комплекс исследований на ГСО, доказавший способность спектрометра РЛП–21 работать со столь низкими пределами обнаружения Ag).

В результате совокупности проведённых исследований появилась реальная возможность реализовать функции СУКДРМ в части регулирования добычи Ag. Был организован учёт добычи Ag (в виде суточного отчёта) по данным рентгенорадиометрического анализа (РРА) вагонных проб руды, отбираемых работниками ОТК у опрокидывателей на концентрационных горизонтах шахт. При этом, действовавшая до этого система учета (по анализу трёх декадных объединённых проб и одной месячной объединённой пробы) добычи Ag была упразднена: суточный отчёт рассчитывается теперь по данным РРА вагонных проб.

Эффективность новой системы учёта добычи Ag проиллюстрируем, проанализировав работу шахт Южно-Жезказганского рудника (ЮЖР) в течение 6 месяцев. В таблице 1 сравниваются средние содержания Ag по принятой ранее методике учёта (ОТК) и по данным РРА вагонных проб на спектрометрах РЛП – 21.

Таблица 1. Средние содержания серебра (ppm) по шахтам ЮЖР

Месяц	Шахта 67		Шахта 45		Шахта 65		ЮЖР			
	ОТК	РРА	ОТК	РРА	ОТК	РРА	ОТК	РРА	план	вагоны
1	11,1	16,8	8,6	12,1	16,9	24,9	13,1	19,7	14,3	1017
2	18,0	13,8	11,7	7,8	23,4	22,0	18,5	16,3	16,2	876
3	15,3	13,3	10,8	10,1	19,2	24,7	16,4	18,1	16,4	1148
4	17,1	16,1	10,2	10,4	21,4	24,2	17,2	17,7	16,2	831
5	16,1	17,6	10,0	9,9	20,2	24,5	16,9	19,0	16,2	686
6	16,4	15,7	15,2	12,4	23,3	24,7	19,8	19,4	15,3	870
Средн.	15,5	15,5	11,0	10,5	20,5	24,2	16,8	18,4	15,8	5610
Ag, кг		-1		+352		-4409		-4058		

Даже если оперировать средними содержаниями Ag за шесть месяцев, то и ЮЖР в целом (- 1,6 ppm) и шахта 65 (-3,7 ppm) недополучили 4058 и 4409 кг Ag, а шахта 45 (+ 0,5 ppm) получила лишние 352 кг Ag. По отдельным месяцам разница ещё более разительная (таблица 2):

Таблица 2. Расхождения объёмов Ag (кг) в руде шахт и ЮЖР по месяцам по данным ОТК и РРА

Шахта/Месяц	1	2	3	4	5	6	ЮЖР
Шахта 67	-567	364	228	77	-131	61	-1
Шахта 45	-387	379	94	-26	9	269	352
Шахта 65	-1759	249	-1404	-479	-717	-269	-4409
ЮЖР	-2733	992	-1082	-428	-838	62	-4058

Переход на управление, – в рамках СУКДРМ, - добычей Ag по результатам РРА проб на спектрометрах РЛП – 21 позволил: достичь более высокой достоверности учёта добытого Ag, так как точность определения Ag по массиву результатов РРА, превышающему 1000 проб, гораздо выше, чем по четырём объединённым пробам; достичь более справедливого распределения Ag между шахтами, карьерами и рудниками; организовать оперативный и эффективный контроль за добычей Ag по сменам, суткам, рудоспускам, шахтам и карьерам; создать надёжный механизм выявления всех фактов фальсификации данных вагонного опробования (подмена материала вагонных проб), базирующийся на анализе массивов суточных динамических рядов содержаний Ag, выдаваемых через рудоспуски шахт; получать более достоверные данные о приросте запасов Ag при доразведке месторождения за счёт отказа от объединённых (на всю мощность рудного пересечения) проб керна разведочных скважин в пользу секционных проб; сформировать и регулярно пополнять банки данных о характере пространственного размещения Ag в плане отдельных рудных залежей за счёт опробования на Ag проходческих и горно-подготовительных выработок; объективно производить списание запасов Ag; вовлечь в добычу забалансовые запасы медных руд, содержание Ag в которых выше среднего содержания Ag в запасах шахты (все сказанное в данном абзаце относится и к кадмию).

Задача проводить РРА на лёгкие (S, Si, а также Al) элементы на спектрометре РЛП-21 невозможна: конструкция зондовой части датчика РЛП-21 не позволяет реализовать РРА на лёгкие элементы, так как: а) условия возбуждения линий рентгеновских флуоресценций S и Si (излучение цезиевой мишени – 31 кэВ, K-края поглощения серы – 2,47 кэВ и кремния – 1,84 кэВ) далеки от оптимальных, а менять мишень в процессе РРА конструктивно невозможно; б) линии рентгеновских флуоресценций S и Si прекрасно ослабляются в воздухе; в) комплексирование источника ионизирующего излучения америций-241 с промежуточной мишенью не может обеспечить высокого уровня импульсной загрузки спектрометрического тракта и, следовательно, нужной чувствительности РРА на S и Si.

Для решения задачи высокоточного РРА в рамках реализации СУКДРМ на лёгкие (Al, S, Si, P) элементы была разработана четвёртая модификация спектрометра РЛП-21Т (с рентгеновской трубкой и без использования жидкого азота для охлаждения детектора), позволяющая проводить РРА на полиметаллы и лёгкие элементы в процессе одного измерения. Данная модификация включает: миниатюрную рентгеновскую трубку мощностью 50 Вт; дрифтовый полупроводниковый детектор (SDD) площадью 25 мм^2 с разрешением 150 эВ по линии 5,9 кэВ при импульсной загрузке детектора 100 кГц; промежуточную мишень из теллура. РЛП-21Т обеспечивает проведение РРА на 34 элемента: Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Mo, Fe, Se, As, Ba, W, Bi, Ti, Cr, Mn, V, Ni, Al, Si, S, P, Ca, Ga, Br, Sr, Zr, Rb, Y, Nb, Pd, Ar, Sc, U, Th в одном режиме. Диапазон энергий от 1,49 кэВ (AlKα) до 23,0 кэВ (CdKα).

Для обеспечения максимально высокой чувствительности РРА на Al, Si, S, P были реализованы следующие новые технические решения:

1. Применена мощная (50 Вт) рентгеновская трубка.

2. Применён SDD детектор с разрешением 150 эВ по линии 5,9 кэВ при импульсной загрузке детектора 100 кГц.

3. Время формирования импульса принято равным 1,6 мкс.

4. Применена оцифровка сигнала.

5. Разработана оптимальная конструкция зондовой части датчика спектрометра с минимальным ослаблением рентгеновских флуоресценций Al, Si, S, P в воздухе.

6. Для оптимизации условий возбуждения линий лёгких элементов основная (теллуровая) мишень была дополнения мишенью из калия.

7. Разработано уникальное программное обеспечение. Пакет интегрированных программ обработки вторичных аппаратурных спектров обеспечивает: полный учёт влияния на результаты

РРА пиков линий ArKα1 и ArKα2, возбуждаемой при прохождении рентгеновских флюоресценций элементов сквозь воздух; полный учёт влияния на результаты РРА пика линии KKα1 от дополнительной промежуточной мишени; пиков «двойных наложений»; пиков «вылетов» и прочего.

Предварительные метрологические характеристики РФА на Al, S, Si приведены в таблице 3. Реальные метрологические характеристики указывают на то, что задача высокоточного РРА проб руд на Al, S, Si для целей СУКДРМ успешно решена.

Таблица 3. Результаты предварительных испытаний методики РРА на Al, S, Si

ГСО	Тип руды (Месторождение)	N, шт.	Содержание элементов, %					
			Al		Si		S	
			ГСО	РРА	ГСО	РРА	ГСО	РРА
2887	Медистый песчаник (Жезказган)	49	6,30	6,16	31,68	31,47	0,22	0,24
2888	Медистый песчаник (Жезказган)	45	6,08	6,15	30,91	31,21	0,60	0,61
2889	Полиметаллическая (Жезказган)	46	5,80	5,92	28,83	29,15	1,81	1,77
2891	Концентрат медный (Жезказган)	47	1,88	1,73	10,16	10,22	15,98	16,11
3594	Колчед.-барит-полим. (Майкаин - В)	47	0,24	0,28	0,46	0,39	41,10	40,94
3595	Колчед.-барит-полим. (Майкаин - В)	47	0,27	0,24	1,08	0,98	46,80	47,09
3031	Скарновая Cu – Mo (Саяк – 3)	48	2,61	2,57	15,69	15,74	2,78	2,88

Решение задачи высокоточного РРА в рамках реализации СУКДРМ на Re осложнено тем, что: во-первых, необходимо работать с линиями L-серии рения; во-вторых, в рудах месторождения присутствуют элементы, аналитические линии которых: а) накладываются на линии L-серии рения; б) кларковые содержания этих элементов многократно превышают кларк рения в рудах месторождения Жезказган.

В специальной литературе нет информации о проведении прямого (без химического обогащения пробы и экстрагирования рения ионообменной смолой) РРА на рений с использованием лабораторных EDXRF спектрометров. Главная причина – данная аналитическая задача применительно к EDXRF спектрометрам методически трудноразрешима: на линию ReLa1 (8,651 кэВ) накладывается линия ZnKa1 (8,637 кэВ); на линию ReLβ1 (10,008 кэВ) накладываются линии WLβ2 (9,961кэВ), HgLa1 (9,989 кэВ), PbLs (9,667 кэВ) и GeKa (9,886 кэВ); на линию ReLγ1 (11,683 кэВ) накладывается линии AsKβ1 (11,724 кэВ), SeKα1 (11,376 кэВ), HgLβ1 (11,821 кэВ) и HgLβ4 (11,651 кэВ).

Тем не менее, в рамках четвертой модификации спектрометра РЛП-21Т был изготовлен вариант, оснащенный опцией «РРА на Re». Данная опция позволяет определять 19 элементов: Re, Cu, Zn, Pb, K, Ca, Ti, Cr, V, Mn, Fe, Co, Ni, Ge, As, Se, Ba (оценка), S (оценка), W.

В процессе решения поставленной задачи были применены следующие новые технические решения, обеспечивающие высокую чувствительность РРА к содержанию рения:

1. Созданы оптимальные условия для возбуждения линий L-серии рения: а) применена мощная рентгеновская трубка: б) применена дополнительная промежуточная мишень из рубидия.

2. РРА базируется на использовании линии ReLβ1. Анализ вторичных аппаратурных спектров, полученных на спектрометре РЛП-21Т (вариант «РФА на Re»), показал, что: а) на линию ReLa1 точно накладывается линия ZnKa1; б) на линию ReLγ1 накладывается пик линии AsKβ.

3. Программное обеспечение РЛП-21Т обеспечивает уверенное выделение пика линии ReLβ1 на фоне мешающих излучений линий WLβ2, HgLa1, PbLs и GeKa, при этом, в обработку спектров включены все 19 линий L – серий Pb, W, Ta, а также 5 линий K – серий элементов с Z = 29÷35. Обеспечен также учёт влияния на результаты РРА на рений линий «двойных наложений», линий «пиков вылетов».

4. Введён режим поддержания на постоянном и высоком (90000имп/с) уровне загрузки спектрометрического тракта РЛП-21Т.

Метрологические характеристики РФА на рений даны в таблице 4. Предварительные результаты испытаний методики РРА на рений на спектрометре РЛП-21Т для целей СУКДРМ указывают на то, что на данный момент задача решена положительно для концентраций рения в рудах, превышающих 3 ppm.

Таблица 4. Результаты испытаний методики РРА на рений (t = 500с)

ГСО	Тип руды (Месторождение)	Содержание Re, ppm		Категория анализа по ОСТ 41-08-205-04
		ГСО	РРА	
2887	Медистый песчаник	0,61	0,83	5
2888	Медистый песчаник	1,65	2,05	4
2889	Полиметаллическая	4,70	5,00	3
2891	Концентрат медный	28,2	29,0	3

В процессе исследований было показано, что на результаты РРА на рений существенное влияние может оказать германий, так как на линию ReLβ1 (10,008 кэВ) накладывается среди прочих и линия GeKa (9,886 кэВ). Для максимально полного учёта влияния линии GeKa на точность РРА на рений потребовалось определять и концентрацию германия в рудах.

Распечатка результатов РФА ГСО-4322-ДВГ приведена в таблице 5. Определённое в процессе РРА на спектрометре РЛП-21Т содержание германия (6,2 ppm) очень близко к аттестованной характеристике (7,0 ppm). Сходимость по другим элементам также хорошая, хотя окончательная доводка градуировок по этим элементам не проводилась.

Таблица 5. Результаты РФА на спектрометре РЛП-21Т ГСО-4322-ДВГ

Элемент	Содержание, % (* - ppm)		Элемент	Содержание, % (* - ppm)	
	РФА	ГСО		РФА	ГСО
Ge, ppm*	6,2	7,0	Cu	0,0045	0,0040
Zn	0,16	0,20	Pb	0,016	0,010
K	2,20	2,75	Ca	0,35	Не опр.
Ti	0,0054	0,0070	V	<0,0001	0,00025
Cr	0,00417	0,0045	Mn	0,059	0,062
Fe	1,22	Не опр.	Co	<0,0001	0,00015
Ni	0,0007	0,0007	Se, ppm*	<0,5	Не опр.
As	0,055	0,060	W	0,012	Не опр.
Ba	0,026	Не опр.	S	0,21	Не опр.
Re, ppm*	<0,5	Не опр.			

В литературе утверждается, что германием обогащены сфалериты ряда полиметаллических месторождений Рудного Алтая (Казахстан). А как обстоит дело со сфалеритами месторождения Жезказган? На спектрометре РЛП-21Т был выполнен РРА трёх проб руды с шахты «Анненская», содержания цинка в которых составляют: 2,25; 9,86 и 10,18%. Содержания германия в пробах составляют 1,5; 2,6 и 2,5 ppm. Следовательно, сфалериты Жезказгана германием не обогащены.

Выводы: 1. В результате совокупности научных, методических, математических и аппаратурных исследований разработаны методики прямого определения рентгенорадиометрическим методом содержаний всех основных и сопутствующих промышленных элементов в рудах месторождения Жезказган, включая Re, Ag, Cd, Cu, Pb, Zn, S, и Si, а также других сопутствующих элементов (в том числе, Ge), включая элементы-загрязнители окружающей среды. Методики реализованы на самых современных лабораторных EDXRF спектрометрах РЛП-21 и РЛП-21Т.

2. С внедрением новых методик и лабораторных спектрометров в ЭСГФС стал реальностью переход при анализе на Re, S, Si от объединённых проб, как это делалось до этого, к секционным пробам (по Ag и Cd это уже реализовано). Тем самым начался процесс формирования баз данных, с помощью которых станет возможным более детальное изучение закономерностей распределения этих элементов в рудах месторождения Жезказган.

3. Мониторинг элементного и валового состава руд и концентратов на спектрометрах РЛП-21 и РЛП-21Т многократно превышает возможности химического анализа, который в эпоху выхода из экономического кризиса для многих горных предприятий становится не по карману.

4. Данные РРА позволяют рассчитывать на получение дополнительной прибыли при экспортных операциях с рудой и концентратом в виде доплат за попутные металлы.

5. Высокие цена и спрос на германий являются хорошими стимулами для производства германия в Казахстане. Дело за оценочно-поисковыми исследованиями. Аналитическая база для таких исследований создана.

6. Аппаратурный аспект проблемы геологического и экологического мониторинга решён не выходя за рамки программы Республики Казахстан по импортозамещению.

7. Впервые создана аппаратурно-методическая база для перевода шахт и рудников такого крупного горного предприятия, как ПО «Жезказганцветмет», к учету, планированию и управлению добычей всех промышленных компонентов: как основных (Cu, Pb, Zn), так и сопутствующих (Ag, Cd, S, Re) в рамках единой системы управления качеством добычи руд и металлов, составной частью которой является СУКДРМ.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ AU-AG-CU-PB-ZN МЕСТОРОЖДЕНИЯ ФАДДЕЙН-КЕЛЬЯ (ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ).

Ибрагимов М. М
Институт Геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, ibragimov@igkrc.ru

Медно-полиметаллическое золотосодержащее месторождение Фаддейн-Келья расположено в 4 км от бывшей деревни Сона, в междуречье р. Колас и Сона в краевой южной части архейского Карельского кратона. После открытия в 1867-68 гг оно непродолжительное время разрабатывалось на медь.

Месторождение относят к медьсодержащей формации в сульфидизированных метасоматитах зон дробления рудного поля Колас Туломозерского рудного узла [4]. Рудное поле приурочено к удлинённому горстовому поднятию архейского фундамента, вдоль западного крыла Туломозерской структуры. Месторождение контролируется субмеридиональной зоной сдвиговых дислокаций и оперяющими её субширотными нарушениями и относится по международной классификации золоторудных месторождений [7] к орогенному мезотермальному типу [1],[2],[3].

В пределах зоны выявлено четыре крутопадающих (70-80º) на юг подверженных блокировке минерализованных барит-кварц-карбонатных жилы мощностью 0,2-6 м, наиболее крупная из которых, выработанная до глубины 20-30 м, прослеживается скважинами постепенно выклиниваясь на глубину 40-50 м [5]. Тектоническая обстановка в пределах месторождения и рудного поля в целом сложная – проявлено несколько поколений северо-западных и субмеридиональных нарушений, часть из которых, вероятно, является свекофеннскими [2]. Рудовмещающими породами являются преимущественно интенсивно изменённые микроклиновые, плагиоклаз-микроклиновые граниты архея и габбродиабазы, а также диабазовые порфириты дайкового комплекса, вероятно, относящиеся к палеопротерозою, что может свидетельствовать о длительном и, возможно, полигенно-полихронном формировании золотосодержащего медно-полиметаллического оруденения.

Рудоносные барит-кварц-карбонатные жилы сопровождаются ореолами березитизации, кальцит в которых содержит Mg – 1-9% и Fe – до 3,2%. В метасоматитах отмечается также барий-содержащий (Ba – до 1,1%) калишпат, что сближает их в какой-то степени с гумбеитами. Рудная минерализация представлена рассеянной и гнездовидной вкрапленностью, линзами и жильными образованиями разного состава, микропрожилками. За счёт этого, руды характеризуются сложными взаимоотношениями слагающих их минеральных агрегатов и полигенерационностью.

С помощью современного научного оборудования SEM VEGA II LSN с микроанализатором INCA Energy 350 были получены новые данные по минералогии и геохимии руд месторождения Фаддейн-Келья. Оруденение формировалось в несколько стадий и представлено следующими последовательно образованными парагенетическими минеральными ассоциациями: пиритовой, галенит-сфалерит-халькопиритовой, сфалерит-галенитовой, золото-пиритовой, церуссит-англезитовой (табл. 1). Последняя, вероятно, связанна с гипергенными преобразованиями ранних минеральных ассоциаций.

Пиритовая ассоциация. Основным рудным минералом является пирит-1, в подчинённом количестве – пирротин, халькопирит, изредка – джайпурит.

Галенит-сфалерит-халькопиритовая ассоциация. Наиболее распространённая на месторождении. Её главными рудными минералами являются халькопирит, галенит, сфалерит; второстепенными – пирит, пирротин, халькозин, ковеллин, кобальтоносный (Co – 3,56%) ковеллин, борнит, спионкопит. Жильными минералами являются кварц, кальцит, биотит, мусковит, рутил.

Сфалерит-галенитовая ассоциация. Основные рудные минералы – галенит, сфалерит. Из нерудных – кварц, мусковит, кальцит, турмалин, рутил.

Золото-пиритовая ассоциация. Главными рудными минералами являются пирит-2, серебро- и сурьмусодержащий (Ag – 2,83%, Sb – 3,01%) ковеллин; второстепенными –- виттихенит, фаматинит, акантит, штютцит, а так же две недиагностируемые фазы состава $Cu_5Sb_2S_7$ и $Cu_3(Pb,Ag)S_4$ (табл 2). Встречаются также самородные оловосодержащая (Sn – 7-8-9-10-14%) медь и олово (Cu – 5%).

Таблица 1. Парагенетическая диаграмма Au-Ag-Cu-Pb-Zn месторождения Фаддейн-Келья

Минералы	Стадии					Минералы	Стадии				
	I	II	III	IV	V		I	II	III	IV	V
Пирит 1	===	----	----		---	Акантит				….	
Пирит 2				===		Штютцит				….	
Пирротин	----	----				$Cu_3(Pb,Ag)S_4$				….	

Халькопирит	….	===		----	---	Спертиниит					….
Халькозин		----				Золото				+	
Ковеллин		----				Медь			----	----	
Ковеллин (Ag)		….		….		Олово			----	----	
Ковеллин(Ag,Sb)		….		….		Малахит					----
Ковеллин (Co)		….				Fe хлорит					
Борнит		….				Кварц	===	===	===	===	===
Джайпурит	….					Мусковит		===	===	===	
Спионкопит		….				Биотит	===	===			
Галенит		----	===			Флогопит					
Сфалерит (Fe-2%)		----	===			Кальцит		===	===		
Церуссит					---	Амфибол	===				
Англезит					---	Калишпат Ba				===	
Элвит					….	Турмалин		===	===		
Гетит					….	Рутил		===	===		
Виттихенит				….		Сфен	===				
Фаматинит				….		Апатит	===				
$Cu_5Sb_2S_7$				….		Циркон	===				

Примечание. I - пиритовая ассоциация; II - галенит-сфалерит-халькопиритовая; III - сфалерит-галенитовая; IV - золото-пиритовая; V - церуссит-англезитовая. Содержание минералов в масс % (===) > 1; (---) - 0,1-1,0; (…) – <0.1; (+) - гр/т.

Таблица 2. Химический состав рудных минералов ассоциирующих с золото

Минерал	Элементный состав									
	% весовой					% атомный				
	Cu	Sb	Ag	Co	S	Cu	Sb	Ag	Co	S
Ковеллин 14-4 (Ag)	62		3.12		34.9	46.6		1.38		52
Ковеллин 11-1 (Ag)	61.9		2.49		35.6	46.3		1.1		52.7
Ковеллин 19-6 (Ag+Sb)	59.9	3.15	3.01		33.9	45.9	1.26	1.36		51.5
Ковеллин 33-3 (Co)	51.2			5.32	43.5	35.8			4	60.2
Фаматинит 18-3	41.7	29.3	0.44		28.5	36.7	13.4	0.23		49.7
Фаматинит 19-5	40.5	30.8			28.7	35.7	14.2			50.2
Фаматинит 20-1	38.8	32.1			29	34.3	14.8			50.8
Фаматинит 32-1	38.2	31.2			30.6	33.2	14.2			52.7
Фаматинит 32-2	41.1	30.8			28.1	36.4	14.3			49.3
Фаматинит 35-1	38.8	32.5			28.8	34.4	15			50.6
Фататинит 35-3	36.1	35.8			28.1	32.7	16.9			50.4

Золото – свободное высокопробное, представлено преимущественно тонкодисперсными выделениями кварцевых микропросечках в пирите. Размеры золотин 1-1,5 микрон (рис 1). Жильные минералы - кварц, кальцит (Mg – 1-9%, Fe – 3,2%, Mn – 1,03%), серицит, рутил, барийсодержащий (Ba – 1,1%) калишпат.

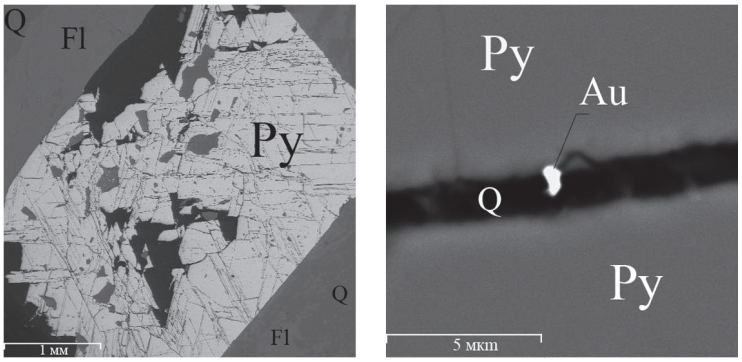


Рис. 1 Характерные формы выделения самородного золота в рудах Фаддейн-Келья, где Q – кварц, Fl – флогопит, Py – пирит, Au - золото

Содержание меди в руде достигает 48%, Ag – 400 г/т, Au – 3 г/т. В березитах содержание Au – до 1,4 г/т. В отвалах, средние содержания Cu в рудах составляют – 0,36%, Zn – 0,54%, Pb – 0,26%. По данным А.Н. Торицына [6] содержание золота в богатых халькозиновых рудах из отвалов достигают 20-175 г/т, а среднее в отвалах по 25 пробам – 3,9 г/т. Однако по данным Д. В. Михайловой [5] и В. И. Иващенко [2], максимальные содержания золота в рудных отвалах не превышают 3 г/т, а среднее – составляет ~0,n г/т. Геохимически ассоциирующимися с золотом рудными элементами в рудах месторождения Фаддейн-Келья являются Bi, B, Sb, Hg, Cd. Ввиду недостаточности данных прогнозные ресурсы золота по месторождению не оценивались.

Церуссит-англезитовая ассоциация. Стадия гипергенных преобразований медно-полиметаллических руд. Основные минералы церуссит, англезит, малахит; второстепенные – эльвит, гетит, спертиниит.

Что касается возрастных данных об оруденении месторождения Фаддейн-Келья на сегодняшний день они остаются дискуссионным, в виду нахождения месторождения в зоне контакта архейского Карельского кратона и Свекофеннского складчатого пояса, испытавшей интенсивную тектоно-термальную проработку в палеопротерозое. Вследствие этого, по результатам изотопного датирования (Rb-Sr) рудовмещающих метасоматитов месторождения получен возраст 1726±9 млн лет [3], что, по-видимому отражает время ремобилизации оруденения.

Список литературы

1. Иващенко В.И. Золото Фенноскандии - металлогения и перспективы золотоносности территории Карелии // Тр. КарНЦ РАН. в. 9. Петрозаводск: 2006. с. 84–111.
2. Иващенко В.И., Голубев А.И. Золото и платина Карелии: формационно-генетические типы оруденения и перспективы / Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 369 с.
3. Ларионова Ю.О. Изотопная геохимия и геохронология золоторудной минерализации в архейских и палеопротерозойских комплексах Карелии: Автореф. дис. канд. геол.-минер. наук. М., 2008. 20 с.
4. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. кн. 1. под. ред. В.П. Михайлова и В.Н. Аминова. Петрозаводск: Карелия, 2005. 278 с.
5. Михайлова Д.В. Геологическое строение и полезные ископаемые Туломозерской структуры и Салминского массива. Отчет о результатах ГГС-50 и ГДП-50 с общими поисками на Центрально-Салминской площади, проведенных в 1989-1995 гг. // Фонды КГЭ. Петрозаводск, 1995.
6. Торицын А.Н. Отчет о результатах поисковых работ на золото, колчеданные руды и полиметаллы, проведенных Соанваарским отрядом в Северном Приладожье в 1978-1980 гг. // Фонды ПГО «Севзапгеология». Л., 1980. 302 с.
7. Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M. et al. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geology Reviews. 1998. v. 13. p. 7–27.

ДОДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО ФУНДАМЕНТА РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ НЕФТЕНОСНОСТИ ПО ДАННЫМ ИЗУЧЕНИЯ КЕРНОВОГО МАТЕРИАЛА

Камалеева А.И.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского, г. Москва,
e-mail:adelya-kamaleeva@yandex.ru

В настоящее время существуют две основные гипотезы происхождения нефти – органическая и неорганическая (или абиогенная). В последние годы неорганическая гипотеза происхождения углеводородов приобретает популярность среди геологов по ряду причин:

- в различных регионах мира открыты месторождения нефти и газа в породах фундамента, среди которых наиболее крупными считаются месторождения Днепровско-Донецкой впадины, Мангышлака, Юго-Восточной Азии, Венесуэлы, Ливии, США [5];

- бурение сверхглубоких скважин показало, что даже на глубине 7-10 км в «гранитном» слое земной коры имеются зоны разуплотнения, которые считаются ловушками нефти [2];

- данные глубинной сейсморазведки МОГТ позволили установить большое количество глубинных разломов и их связь с месторождениями углеводородов [8].

Возникает необходимость более детального изучения пород кристаллического фундамента, особенно на территориях с выработанными залежами в осадочном чехле, с развитой инфраструктурой [9].

В данной работе исследовался керновый материал пород кристаллического фундамента из ряда параметрических скважин, расположенных на территории Республики Татарстан (РТ). Скважины пробурены в пределах Мелекесской впадины и Северо-Татарского свода. Исследуемые территории являются перспективными землями и землями с недоказанной перспективностью [6]. Образцы кристаллического фундамента отобраны с глубины 1660-2400 м из зон с различными геотермическими показателями. Территория Республики характеризуется двухъярусным строением земной коры, при котором кристаллический фундамент перекрыт, начиная со среднего девона, осадочными толщами фанерозоя [1]. Раннедокембрийский фундамент РТ и Русской плиты в целом является весьма сложной геологической структурой, сформировавшейся в результате длительной и переменчивой истории развития от архея и до антропогена [7]. Фундамент Татарстана разбит многочисленными глубинными разломами [6], которые в рамках гипотезы неорганического происхождения углеводородов рассматриваются в качестве артерий для флюидов, а также содержит зоны разуплотнения, которые, в свою очередь, обладают коллекторскими свойствами и, возможно, флюидонасыщены.

По данным оптико-микроскопического анализа породы кристаллического фундамента представлены гнейсами, гранито-гнейсами, гранитоидами и мигматитами (рис.1). Слагающие породу зерна несут следы хрупких деформаций в виде наклонных и субвертикальных микротрещин. Межзерновое пространство заполнено новообразованными чешуйками хлорита, имеющими вытянутый облик и общую ориентировку. Также в ряде случаев наблюдается зональное развитие мусковита по трещинным каналам. Мигматиты сложены вулканогенным материалом в виде вулканогенного стекла, который подвергся раскристаллизации в тонкозернистый халцедон. Все породы секутся субгоризонтальными и наклонными системами трещин с раскрытостью канала до 0,5 мм.

На протяжении длительного времени кристаллический массив докембрийского фундамента считался монолитным и геодинамически неактивным [6]. В ходе работы было определено, что исследуемые породы кристаллического фундамента РТ действительно разуплотнены системами трещин, вне зависимости от глубины отбора образцов. Наличие новообразованных минералов служит свидетельством гидротермальной активности растворов при различных значениях температуры.

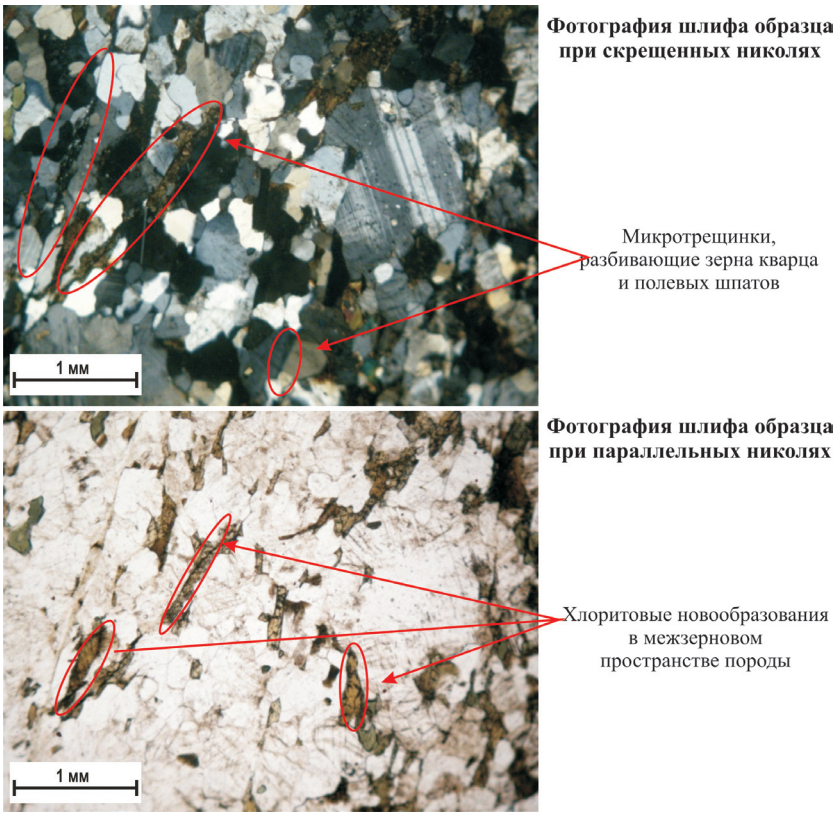


Рисунок 1. Фотографии шлифа образца породы кристаллического фундамента

Были исследованы образцы пород кристаллического фундамента Северо-Татарского свода и Мелекесской впадины с помощью CHNS(O)-анализатора (N32-XA) (табл. 1) для определения и сравнения содержания биогенных элементов из зон с «аномальными» показаниями температурных значений и «нормальных» (по данным высокоточных геотермических исследований). Как видно из представленной таблицы, породы кристаллического фундамента характеризуются незначительным содержанием биогенных элементов, при полном отсутствии серы, вне зависимости от геотермической зоны отбора образцов. Различия зон незначительны в пределах точности измерения прибора.

Таблица 1. Содержание биогенных элементов в породах кристаллического фундамента по результатам CHNS(O)-анализа

№ образца	Интервал отбора, м	Геотермическая зона	Содержание биогенных элементов, %			
			C%	H%	N%	S%
Скважина № 34						
10	2386,5	Высокоградиентная	0,037	0,056	0,02	-
Скважина № 20010						
11	16,57,5	Низкоградиентная	0,018	0,435	0,013	-
12	1660,7	Высокоградиентная	0,021	0,024	0,014	-
13	1781,5	Низкоградиентная	0,016	0,082	0,016	-
14	1895	Высокоградиентная	0,017	0,063	0,001	-
15	1916,5	Высокоградиентная	0,015	0,057	0,001	-
16	2315	Низкоградиентная	0,017	0,115	0,008	-
Скважина № 33						
17	2314,5	Высокоградиентная	0,026	0,061	0,003	-
18	2318	Высокоградиентная	0,019	0,063	0,001	-

Согласно имеющимся в настоящее время литературным данным содержания органического углерода в породах кристаллического фундамента ряда месторождений, площадей и скважин Южно-Татарского свода Республики Татарстан. Содержание углерода в них не превышает 0,1% (табл. 2). Тем не менее, отмечаются несколько «аномальных» скважин по пяти признакам «аномальности», выделенным на основе геолого-промысловых данных [5], содержание углерода в породах которых достаточно велико.

Таблица 2. Содержание органического углерода в породах кристаллического фундамента Южно-Татарского свода по литературным данным [5]

№	Месторождение, площадь, скважина	Возраст	C%
1	Бавлинское	AR-PR	0,07
2	М.-Актанышская	AR-PR	0,016
3	Тлянчи-Тамакская	AR-PR	0,08
4	Уратьминская	AR-PR	0,09
5	Абдрахмановская	AR-PR	0,12
6	Алькеевская 23161	AR-PR	0,46
7	Алькеевская 23161	AR-PR	0,26
8	Миннибаевская 20000	AR-PR	0,78
9	Миннибаевская 20000	AR-PR	0,53

Масс-спектрометрический анализ изотопного состава углерода исследуемых образцов кристаллического фундамента (табл. 3) показал, что в состав породы входит углерод относительно обогащённый изотопом C^{12}. Значения изотопно-легкого углерода исследуемых образцов варьируется в пределах -27,76÷-26,42‰ , что соответствует имеющимся данным для пород мантии -24÷-30‰ [4]. В то же время, исследуемый диапазон близок органическому веществу осадочной толщи [3]. Не исключена возможность, что такая величина изотопного состава углерода в породах фундамента определена миграцией углеводородов из осадочной толщи, а именно из песчаных пород-коллекторов живетского яруса.

Таблица 3.Изотопный состав общего углерода исследуемых образцов

№ Образца	Возраст	Глубина	$\delta^{13}C$, ‰		$\delta^{13}\dot{C}$, ‰	Битумоид, ‰
Скважина № 34						
10	Ar-Pr	2386,5	-26,4	-26,44	-26,42	
Скважина № 33						
17	Ar-Pr	2314,5	-26,98	-26,78	-26,88	
18	Ar-Pr	2318	-27,28	-27,54	-27,41	
Скважина № 20010						
11	Ar-Pr	1657,5	-27,78	-27,75	-27,76	-30,07
						-29,69
						-29,92
12	Ar-Pr	1660,7	-27,63	-27,83	-27,73	
13	Ar-Pr	1781,5	-27,7	-27,87	-27,74	
14	Ar-Pr	1895	-27,69	-27,74	-27,72	
15	Ar-Pr	1916,5	-27,72	-27,63	-27,68	
16	Ar-Pr	2315	-26,63	-26,78	-26,71	

Таким образом, на основании проведенных исследований пород кристаллического фундамента Мелекесской впадины и Северо-Татарского свода можно сделать следующие выводы:

- отмеченные следы гидротермальной активности в виде вторичных минералообразований и наличие систем трещин указывают на развитие пород фундамента, продолжающееся и в настоящее время;

- для пород кристаллического фундамента по нашим и литературным данным характерно низкое содержание С (<0,1%);

- полученные к настоящему времени данные не дают оснований считать породы фундамента потенциально нефтематеринскими.

Дальнейшие исследования продолжаются.

Список литературы

1. Буров Б.В. Геология Татарстана: Стратиграфия и тектоника. – М.:ГЕОС, 2003. – 402с.
2. Гаврилов В.П. Нефтегазоносность гранитов // Геология нефти и газа. – 2000. - № 6. – С. 44-49.
3. Галимов Э.М. Изотопы углерода в нефтегазовой геологии. – М.: Недра, 1973. – 383с.
4. Галимов Э.М., Петерсилье И.А. Изотопный состав углерода битумов изверженных и метаморфических пород // Доклады Академии наук СССР. Том 182. – 1968. - № 1
5. Каюкова Г.П., Романов Г.В., Лукьянова Р.Г., Шарипова Н.С. Органическая геохимия осадочной толщи и фундамента территории Татарстана. – М.: ГЕОС, 2009. 487с., ил.
6. Муслимов Р.Х. Нефтегазоносность Республики Татарстан. Геология и разработка нефтяных месторождений. Том 1 – «Фэн», 2007. – 316 с.
7. Плотникова И.Н. Геолого-геофизические и геохимические предпосылки перспектив нефтегазоносности кристаллического фундамента Татарстана. – СПб.: «Недра», 2004. -172 с.
8. Трофимов В.А., Королев Э.А., Хузин И.А. Что такое нефтеподводящие каналы? // Материалы Всероссийской конференции с международным участием «Дегазация Земли: Геотектоника, геодинамика, геофлюиды, нефть и газ, углеводороды и жизнь». – Москва.: ГЕОС, 2010. – С. 577-579.
9. Шнип О.А. Геологические критерии оценки перспектив пород фундамента на нефть и газ // Геология нефти и газа. – 2000. - № 5. – С. 21-26.

ТИПЫ ЖЕЛЕЗНЫХ РУД КОСТОМУКШСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ И ИСТОРИЯ ОСВОЕНИЯ.

Ларькина Н.Ю.
ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, larkina@igkrc.ru

В Карелии с 1979 года разрабатываются магнетитовые кварциты Костомукшского железорудного месторождения, и с 2006 г. в эксплуатацию введено Корпангское. Оба месторождения относятся к Костомукшскому железорудному району, который содержит более 97 % всех подсчитанных запасов железистых кварцитов [3].

Когда-то на месте, где располагается современный город Костомукша, находились две карельские деревни – Костомукша и Кентокки. Первое упоминание этих деревень относится к 1670-м годам. Они просуществовали вплоть до второй мировой войны, во время которой обе деревни были сожжены, и на их месте остались только пепелища. Спустя десятилетия д. Контокки вошла в черту городской застройки, а д. Костомукша попала в зону хранения технологических отходов горно-обогатительного комбината и была затоплена.

История изучения и освоения. Территория западной Карелии до 1945-го года не была охвачена геологической съёмкой. В 1945-1946 гг. была проведена аэромагнитная съёмка территории масштаба 1:200000. Под руководством инженера-геофизика В.В. Сусленкова и к.т.н. А.А. Логачева в районах дер. Гимолы, оз. Сегозеро, Большезера, Совдозера были обнаружены магнитные аномалии [1]. А в сентябре 1946 г. лётный отряд, состоящий из пилота и командира экипажа А.А. Попова, штурмана С.К. Верещагина и аэромагнитолога З.А. Макаровой, зафиксировал Костомукшскую аномалию, расположенную между озёрами Контокки и Костомукша. Первые геологоразведочные работы, проведённые Костомукшской партией в 1947-1953 гг., выявили природу аномалий – в данном районе присутствовали магнетитовые руды, связанные с кварцитами. После детального изучения района была выявлена рудная зона и утверждены запасы железной руды – 650,4 млн. т. [2]. Запасы месторождения были поставлены на Государственный баланс в 1949 году, но из-за удалённости района от транспортных магистралей и отсутствия инфраструктуры месторождение было перенесено в резерв до 1965 г. В 1959-1962 гг. сотрудниками Института геологии КарФАН СССР В.М. Черновым (рук. работ), В.И. Робоненым, К.А. Ининой, Ю.И. Лазаревым, В.Я. Горьковцом было продолжено исследование Костомукшского района. Были получены новые данные по геологии и структуре месторождения и проведена оценка запасов руды: балансовые запасы утверждены ГКЗ СССР в 1965 году в количестве 1211,3 млн. т. [3]. В правительстве КАССР вновь подняли вопрос об освоении месторождения. Этому способствовало и то, что к району приблизились транспортные пути сообщения, была построена ГЭС на р. Кемь и решён вопрос об обеспечении района электричеством. Технологические испытания железистых кварцитов показали возможность обогащения руды способом мокрой магнитной сепарации, обеспечивающей получение богатого магнетитового концентрата с содержанием железа 65,7-70 % при извлечении $Fe_{общ.}$ 73,6-78,5 %, $Fe_{магн.}$ 94,6-95,4 % и выходе концентрата 33,8-37,3 % [3]. В 1967 г. принято решение о проектировании горно-обогатительного комбината. Звание «Первооткрыватель месторождения» было присвоено П.И. Иванову, А.А. Попову, С.К. Верещагину, З.А. Макаровой.

В связи с совпадением экономической и политической заинтересованности СССР и Финляндии в Костомукшском проекте в 1972 году было подписано постановление Совета Министров СССР о строительстве ГОКа с участием Финляндии. В 1972 г. для детального изучения рудных объектов месторождения была создана Костомукшская комплексная экспедиция КарФАН СССР (1972-1975 гг.). Выводы геологов и инженеров, сделанные в результате проведенных работ, учитывались при дальнейшем проектировании и создании генпланов Костомукшского ГОКа и самого города [2]. В 1973 г. утверждён генеральный план города Костомукша. Советско-финляндский межправительственный протокол о строительстве Костомукши был подписан 31 октября 1973 г, одновременно начали строительство путей сообщения между Финляндией и Костомукшей. Технический проект Костомукшского ГОКа был утверждён 31 июля 1974 года. Но подписание межгосударственного договора о строительстве ГОКа состоялось лишь в мае 1977 г. Подрядчиком стало АО «Финн-Строй». В период с 1974 по 1976 гг. был создан временный посёлок строителей и завершена отсыпка грунтовой дороги от ст. Боровая до пос. Контокки [2]. В 1977 г. населённый пункт получил статус посёлка городского типа.

В августе 1978 г. начались вскрышные работы в карьере Костомукшского ГОКа, а в сентябре был заложен первый камень в здание обогатительной фабрики ГОКа, с которого и началось строительство производственных корпусов комбината. К 1982 году был введен в эксплуатацию карьер. В мае 1982 года была выпущена пробная продукция, и уже через месяц запущено про-

мышленное производство. В сентябре 1982 года Костомукшский ГОК отправил первую партию окатышей челябинским металлургам [2], и уже в октябре в постоянную эксплуатацию ввели первую очередь предприятия. В декабре 1983 г. была пущена вторая очередь предприятия, и ровно через год – третья. В апреле 1985 г. комбинат достиг проектной мощности. Основными потребителями продукции Костомукшского ГОКа стали металлургические предприятия России и Финляндии. В дальнейшем стали поставлять продукцию и на комбинаты других стран Европы. Рост населения и быстрое развитие инфраструктуры повлекли за собой преобразование в 1983 году рабочего посёлка Костомукша в город. 15 марта 1993 года комбинат прошёл процесс приватизации и получил наименование ОАО «Карельский окатыш». С 1994 по 1999 «Северсталь» приобретала контрольный пакет акций предприятия, а затем к 2008 году были выкуплены все 100 % акций. Сейчас Костомукшский ГОК является одним из наиболее перспективно развивающихся комбинатов Карелии и России в целом. В настоящее время основным покупателем выступает дивизион «Северсталь Российская сталь» (Череповецкий металлургический комбинат), среди других основных клиентов комбината являются «Северсталь Интернэшнл» («Луккини Пиомбино», Италия) и Corus (Нидерланды).

Краткое геологическое описание. Костомукшское железорудное месторождение расположено в центральной части Костомукшского синклинория и представлено узкой, резко асимметричной по мощности крыльев синклинальной складкой [1]. Месторождение приурочено к горизонтам железистых кварцитов, участвующих в строении костомукшской свиты риодацит-железисто-кварцитовой формации верхнего лопия [3]. Оно состоит из двух рудных залежей: 1 – Основной (70 % запасов железных руд месторождения) и 2 – залежи Переслаивания. Основная залежь расположена в западном крыле синклинальной складки, в её лежачем боку и состоит из трёх крутопадающих пластообразных рудных тел железистых кварцитов. Залежь Переслаивания располагается в 100-600 м восточнее Основной рудной залежи и представлена ритмичным чередованием многочисленных пластов железистых кварцитов и разделяющих их безрудных или слаборудных слюдистых сланцев. Месторождение также условно разделяют на Северный, Центральный и Южный участки. Рудная зона прослежена на 16 км.

Главным рудным минералом на месторождении является магнетит. По содержанию железа руды неоднородны. Среднее содержание $Fe_{магн.}$ в рудах Основной залежи – 27,15 %, в залежи Переслаивания – 23,48 %. Среднее содержание $Fe_{общ.}$ – 32,2 %, $Fe_{магн.}$ – 26,45 %, S – 0,21 %, P – 0,07 %. Прогнозные ресурсы железных руд Костомукшского месторождения по категории P1 составляют 300 млн. т, по категории B+C1 – 966,90 млн. т, по категории C2 – 115,87 млн. т [3].

На Костомукшском месторождении выделяются различные типы руд по генезису, минеральному составу и морфологическим типам (табл. 1). Текстуры и структуры руд: полосчатые, слоистые, сложнодеформированные, массивные (не полосчатые).

Таблица 1. Типы руд Костомукшского месторождения, по [1].

Генетические типы (формации)	Генезис	Рудоносные породы	Минералогические типы	Морфология руд
Дацит-риолитовая железисто-кремнистая формация	Метаморфогенный, амфиболитовая фация	Магнетитовые кварциты	грюнеритсодержащие биотитсодержащие актинолитсодержащие	Слоистая текстура с послойной сменой минерального состава и обязательным наличием кварцевых прослоев мощностью до 1 см
		Магнетитовые сланцы	биотитсодержащие	Отсутствие кварцевых прослоев. Неотчетливая слоистость обусловлена наличием тонких биотитовых слойков.
Терригенная (флишевая) железисто-кремнистая формация		Магнетитовые кварциты	грюнерит (биотит)-магнетитовые биотит-магнетитовые рибекит-магнетитовые	Тонкослоистые, реже неполосчатые. Размер зёрен магнетита и породообразующих минералов меняется в различных прослоях

В основной рудной залежи, как и в отдельных пластах, описанные выше типы железисто-кремнистых пород в приведённой последовательности сменяют друг друга, образуя асимметричное строение рудных пластов.

Таблица 2. Минеральный состав руд, по [3].

Тип руд	Минеральный состав руд
Щелочно-амфибол-магнетитовые кварциты (наиболее легко обогатимы)	Магнетит 40-60 %, кварц 30-50%, щелочных амфибол <10%
Биотит-магнетитовые кварциты	Биотит <15% Магнетит 30-50% карбонат - встречается редко до 30 %
Грюнерит-роговообманковые и грюнерит-магнетитовые кварциты	Кварц 30-50 % Магнетит 20-35 % Пирротин (акцессорный) Апатит (акцессорный, повышенное количество по сравнению с двумя первыми типами)

Среднее содержание магнетитового железа снижается от первого типа руд к третьему. В Основной рудной залежи преобладает первый тип руд, в залежи Переслаивания – второй и третий типы. К вредным примесям относят сульфиды железа (пирит, пирротин и др.) и акцессорные фосфаты (апатит, монацит и др.).

Проводилось микрозондовое исследование (табл. 3) коллекций музейных образцов руд 2-х минеральных типов (щелочно-амфибол-магнетитовых и грюнерит-магнетитовых кварцитов). Рудная ассоциация полосчатых щелочно-амфибол-магнетитовых кварцитов включает магнетит двух генераций тонкозернистый (1-ая генерация) и мелкозернистый октаэдрического габитуса (2-ая генерация). Тонкозернистый магнетит-1 содержит примеси Ca до 0,94 % и Mn до 3,33 %, Ti до 1,28 %. Он ассоциирует преимущественно с тонкозернистым кварцем и небольшим количеством тонкозернистого рибекита. Мелкозернистый магнетит-2 имеет стандартный состав, он встречается с рибекитом, кварцем и микроклином (содержит примесь Fe до 0,49-1,34 %), реже биотитом. Состав рибекита $Na_2(Fe,Mg)_5[Si_8O_{22}](OH)_2$ характеризуется повышенным содержанием Mg от 3,69 до 8,85 % и незначительно Ca до 0,65 % (рис. 1), его можно отнести к магнезиорибекиту. Акцессорные минералы представлены апатитом, монацитом (Ce-La-Nd-содержащего), реже в них встречается вторичный барит: $S_{ср.}$ 14,65 %, Sr от 0,4 до 7,51 % (баритоцелестин ?). В деформированных рибекитовых железистых кварцитах, иногда с секущими прожилками, обнаружен эгирин ($NaFe[Si_2O_6]$). Его состав: Na от 9,23 до 10,46 %, Fe от 21,91 % до 24,13 %, примеси Mg до 0,96 %, Al – 0,34 % и Ca – 0,32 %.

Изученный минеральный состав руд позволяет сделать вывод о том, что метаморфизм происходил в условиях привноса Na+ (или повышенного химического потенциала μNa_2O) и меньшего количества K+, в связи с чем образовались щелочной амфибол и в меньшем количестве калиевый полевой шпат, в последующих метасоматических процессах при возрастании щелочности появляется эгирин. При метаморфизме осадков, богатых железом, магнетит укрупняется и очищается от примесей.

Руды сложены переслаивающимися прослоями мощностью от 1-2 до 10-20 мм – рудными (кварц-рибекит-магнетитовыми с магнетитом второй генерации) и нерудными (магнетит-кварцевыми с магнетитом первой генерации). Они секутся поздними эгирин-карбонатными пирит-содержащими прожилками.

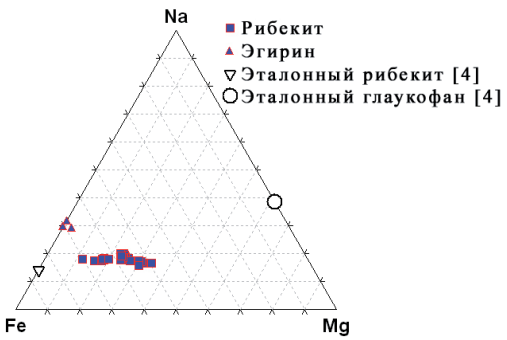


Рис. 1. Диаграмма Fe-Na-Mg: амфиболы (изоморфный ряд рибекит-магнезиорибекит-глаукофан) и эгирин.

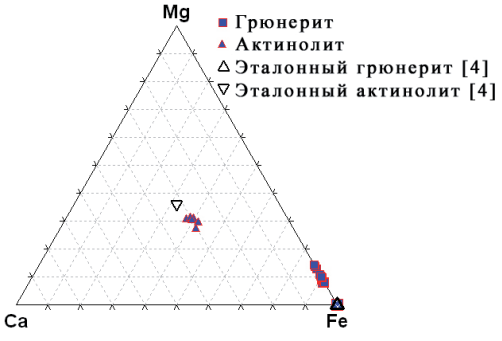


Рис. 2. Диаграмма Ca-Mg-Fe: амфиболы

Грюнерит-магнетитовые кварциты мелкозернистые, полосчатые, содержат магнетит двух генерации. Магнетит имеет более крупный размер зёрен идиоморфной формы, состав стандартный. Из породообразующих минералов в рудах встречаются кварц, грюнерит, реже актинолит, биотит, калишпат, карбонаты (Mg до 4,84 %). Грюнерит $Fe_7Si_8O_{22}(OH)_2$ имеет состав: Fe – 27,36-38,44 %, Mg – 2,8-4,84 %, примеси Ca до 0,31 % и в ассоциации с актинолитом Al – 3,05 %. Актинолит ($Ca_2(Mg, Fe)_5Si_8O_{22}(OH)_2$) содержит Mg до 9,29 %, Fe – 12,55 % и Al до 0,96 % (рис. 2). Акцессории представлены апатитом, монацитом, торитом с примесью Y до 4,32 %, пиритом, пирротином и галенитом. Руды иногда секутся поздними кварцевыми жилами, содержащими сульфиды и арсениды.

Таблица 3. Состав породообразующих минералов грюнерит-магнетитовых и щелочно-амфибол-магнетитовых кварцитов.

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Na	0	0	0	0	0	0	0	0	10.46	5.31	4.56	5.12	0	0.4
Mg	4.51	2.81	3.29	4.28	0	0	8.8	9.29	0	5.57	8.12	6.98	0	0
Al	0	0	0	3.05	9.85	10.14	0.96	0	0.34	0	0.44	0.45	9.44	9.62
Si	24.96	22.26	22.57	15.04	29.98	29.62	25.92	26	24.45	25.86	26.27	26.48	29.78	29.89
K	0	0	0	0	13.82	14.51	0	0	0	0.26	0.28	0	14.26	13.82
Ca	0	0.31	0	0	0	0	9.08	8.96	0.32	0.43	2.2	0.42	0	0
Fe	27.36	33.08	32.35	38.44	0.43	0	10.8	11.49	22.74	19.15	13.95	16.39	0.88	0.49
O	43.16	41.55	41.79	39.19	45.93	45.73	44.44	44.25	41.69	43.43	44.18	44.16	45.63	45.78
Сумма	99.99	100.01	100	100	100.01	100	100	99.99	100	100.01	100	100	99.99	100
№ обр.	kost-1	2805	649-87	М-139	М-139	М-139	М-139	М-139	1347	1347	М-22	638-5	М-22	М-22

Примечание. 1-8 – грюнерит-магнетитовые кварциты: 1-3 – грюнерит, 4 – грюнерит в ассоциации с актинолитом, 5-6 – микроклин, 7-8 – актинолит; 9-14 – щелочно-амфибол-магнетитовые кварциты: 9 – эгирин, 10-12 – магнезиорибекит, 13-14 – микроклин.

Список литературы

1. Балагуров Я.А. Олонецкие горные заводы в дореформенный период // Петрозаводск, 1958. 212 с.
2. Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Железные руд Карелии (железисто-кремнистые формации) // Петрозаводск, 1986. 56 с.
3. Илюха О.П., Антощенко А.В., Данков М.Ю. История Костомукши // Петрозаводск, 1997. 224 с.
4. Минерально-сырьевая база Карелии. Т. 1. Михайлов В.П. и др. //Петрозаводск, 2005. 280 с.
5. Mineralogy database (http://www.webmineral.com/)

ВОЗДЕЙСТВИЕ РАЗРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ НА ОКРУЖАЮЩУЮ СРЕДУ (НА ПРИМЕРЕ НОВО-ПЯТОВСКОГО КАРЬЕРА, КАЛУЖСКАЯ ОБЛАСТЬ).

С.Г.Медведева, В.А. Королев, МГУ им.М.В.Ломоносова, Москва, twelanis@mail.ru

Месторождения строительных материалов (МСМ) в период отработки представляют собой сложные природно-технические системы (ПТС). Разработка МСМ оказывает негативное воздействие на все компоненты ПТС: геологическую среду, приземную атмосферу и биоту. Источником загрязнения служат техногенные объекты, являющиеся неотъемлемой частью разработки МСМ и составляющие техногенную компоненту ПТС [1].

Разработка МСМ открытым способом неизбежно приводит к разрушению природных экосистем на непосредственно вовлекаемой в отработку площади, а также затрагивает тем или иным образом значительную прилегающую территорию. Однако изучению данного воздействия до сих пор не уделялось достаточного внимания.

Целью данной работы было изучение эколого-геологического состояния территории, непосредственно прилегающей к площади отработки известняков Ново-Пятовского участка Пятовского месторождения (Калужская область). Задачи исследования состояли в установлении наличия и степени химического загрязнения природных компонентов окружающей среды полициклическими ароматическими углеводородами (ПАУ).

ПАУ представляют собой сложные органические соединения, состоящие из трёх – шести бензольных колец; ряд ПАУ обладает свойствами канцерогенов, мутагенов либо токсикантов.

Основными источниками поступления ПАУ в окружающую среду при отработке МСМ является работающий на карьере транспорт. От источника эмиссии ПАУ переносятся на частицах различной дисперсности от 0,8 мкм до нескольких микрон. Частицы диаметром 1-10 мкм находятся в нижних слоях атмосферы от нескольких часов до нескольких дней, осаждаясь на почву, растения, водную поверхность. Аэрозоли высокой дисперсности, диаметром менее 1 мкм могут не осаждаться в течение 4-6 недель и переноситься на расстояния более 50 км в зависимости от высоты источника [2].

Основная часть месторождений известняков, разрабатываемых в Калужской области, сосредоточена в пределах Дзержинского района. Данные известняки разрабатываются семью карьерами, суммарная производительность которых по строительному камню составляет более 3 млн. $м^3$/год [3]. Общая площадь, занятая карьерами, отвалами и промплощадками, равна 12,7 $км^2$, что составляет 1 % процент от территории района.

Ново-Пятовский карьер, входящий в состав Пятовской группы, существует с 1982 г. До 2004 г. работы по добыче известняка велись постоянно, с 2004 по 2010 г. - с перерывами. С начала 2011 г. работы на карьере возобновлены, ведется вскрытие полезной толщи в восточном направлении.

В 1999-2001 гг. на Ново-Пятовском карьере была предпринята попытка ведения эколого-геологического мониторинга. В состав работ входил отбор проб растительности и почвы на четырёх фиксированных площадках вблизи карьера. Токсикологические исследования проб почвы и золы растительности на содержание солей тяжёлых металлов – свинца, кадмия, мышьяка, хрома общего, меди, марганца – проводились методом атомно-абсорбционной спектрометрии по аттестованным методикам с использованием стандартных образцов. В результате исследований было установлено, что на всех обследованных площадках наблюдается превышение ПДК в почве по мышьяку в 1,5 – 2,3 раза (исключение составляет точка № 2, содержание мышьяка составляет 0,9 ПДК) и меди в 1,7 – 5,5 раз, причём превышение ПДК по содержанию меди наблюдается и в растительности в 2,1 – 2,4 раза. Однако таковые уровни нельзя напрямую увязывать с техногенным загрязнением. Возможно наличие естественного высокого содержания данных элементов в суглинистых отложениях московского горизонта, на которых формируются почвы данного района.

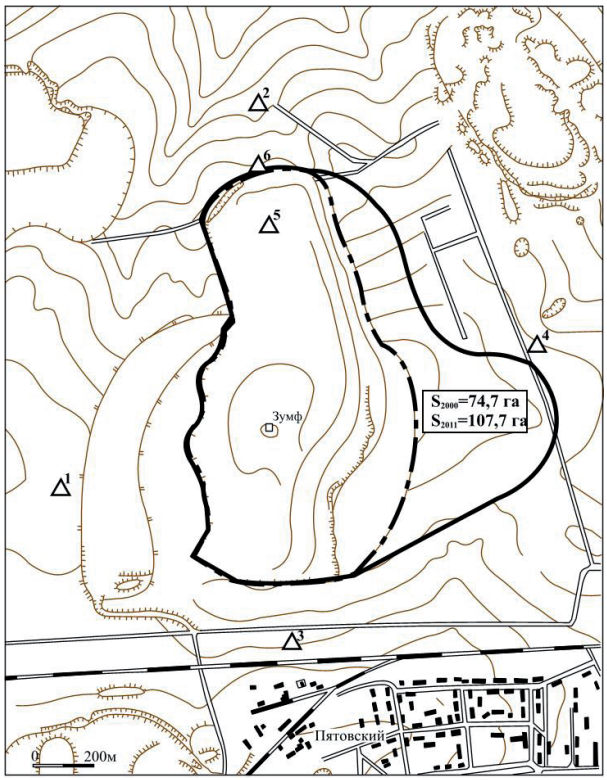


Рис.1. Схема Ново-Пятовского карьера.
Условные обозначения:
Δ^1 – площадки отбора проб и их номера (№№1-4 согласно 1999-2001 гг.;)
– граница карьера в 2011 г.;
– граница карьера в 1999-2001 гг.

В 2011 г. был проведён повторный отбор проб растительности и почв в 4 точках, обследованных в 1999-2001 гг., и в дополнительно введённых точках. Схема расположения мест опробования приведена на рис. 1. Помимо перечисленных образцов, были также отобраны 2 пробы воды (в точках № 5 и № 6) и 4 пробы приземного воздуха (точки №№ 1, 3, 4, 6). Данные пробы были изучены на предмет наличия в них полициклических ароматических углеводородов (ПАУ). Анализ ПАУ выполнен методом ВЭЖХ на комплексе Lab Alliance с колонкой С-18 в градиентном режиме. В пробах определяли 16 приоритетных ПАУ, индикатором которых признан бенз(а)пирен.

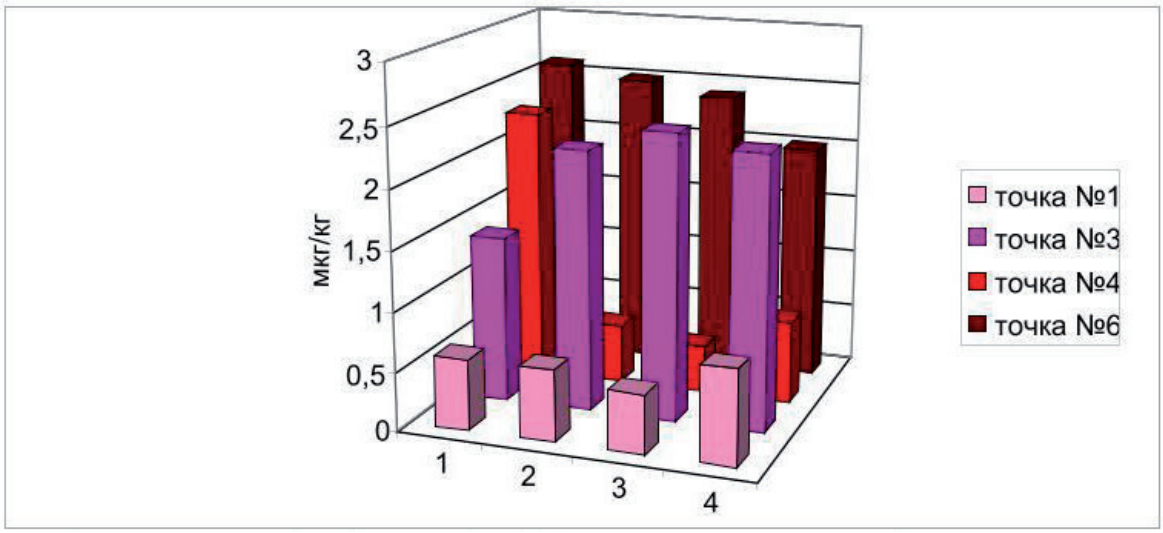


Рис. 2. Распределение бенз(а)пирена (мкг/кг) в системе «растение-почва». Условные обозначения: 1 - растительность; 2 - 0,00 – 0,05 м; 3 - 0,05 – 0,20 м; 4 - 0,20 – 0,35 м.

Из 16 приоритетных ПАУ в образцах преобладают 9: бенз(а)пирен (B(a)P), фенантрен (Phen), антрацен (Antr), флуорантен (Flt), пирен (Pyr), бенз(а)антрацен и хризен (BaA+Chrys), бенз(b)флуорантен и бенз(k)флуорантен (BbF+BkF); содержание остальных ПАУ ниже предела обнаружения. Бензперилен (BPL) присутствует в пробах растительности, но в почве его содержание ниже предела обнаружения. Из этих соединений B(a)P относится к сильным канцерогенам и мутагенам; BbF – к сильным канцерогенам; BaA – к канцерогенам; Antr, Chrys и BPL – к сомнительным канцерогенам, но мутагенам; Flt и BkF – к мутагенам.

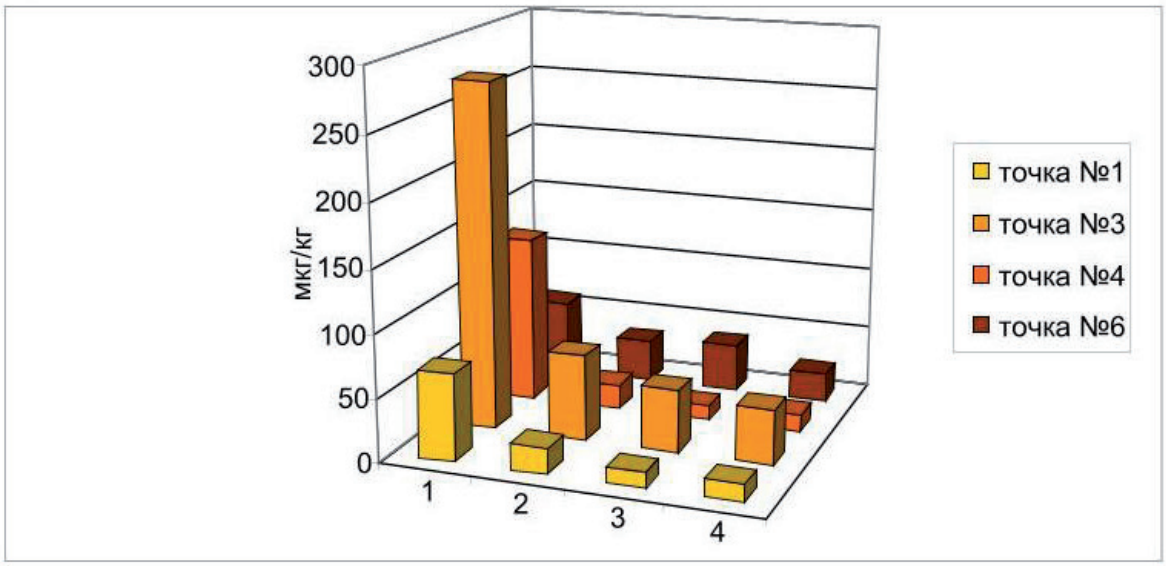


Рис. 3. Распределение суммарного содержания остальных ПАУ (мкг/кг) в системе «растение-почва». Условные обозначения: 1 - растительность; 2 - 0,00 – 0,05 м; 3 - 0,05 – 0,20 м; 4 - 0,20 – 0,35 м.

Содержание бенз(а)пирена в воде заболоченного участка карьера (точка № 5) составило 18,8 нг/л, а в воде, сбрасываемой за пределы карьера из водоотлива, (точка № 6) – 6,1 нг/л. При этом суммарное содержание остальных ПАУ составляет 300 нг/л и 166 нг/л в точках № 5 и № 6 соответственно.

В точках №№ 1, 3, 4, 6 был произведён отбор проб приземного воздуха методом пассивного пробоотбора. Фильтры ФПП-15 с полезной площадью поверхности 100 см^2 были установлены в указанных точках сроком на 2 недели на уровне дыхания (1,5 м).

Выводы:

1. В результате проведённого исследования выявлено наличие загрязнения прилегающей к площади отработки территории ПАУ.

2. Основным источником загрязнения среды ПАУ при отработке МСМ являются выхлопы от работающего карьерного транспорта. В случае Ново-Пятовского месторождения это бульдозеры, применяемые на вскрышных работах, и автосамосвалы, вывозящие горную массу, поскольку на карьере используются экскаваторы с электродвигателями.

3. Содержание бенз(а)пирена на всей площади ниже ПДК. Однако при сравнении с фоновой площадкой (точка № 1) выявлено превышение содержания бенз(а)пирена в растительности в 3,8-4,3 раза (точки № 4 и № 6), в почве в 4,3 раза (точка № 6) и в подстилающем грунте в 2,5 раза (точка № 6).

4. Наблюдается значительное превышение уровня других ПАУ в растениях и почвах на площадках, расположенных с подветренной стороны от карьера, относительно их фонового содержания.

5. Содержание бенз(а)пирена в растительности, почве и подстилающем грунте, связанное исключительно с ведущейся разработкой МСМ (площадки № 4 и № 6), близко к уровню бенз(а) пирена, обусловленному выхлопами автотранспорта, в точке № 3, находящейся у автотрассы.

6. Содержание бенз(а)пирена в воде, сбрасываемой из карьерного водоотлива и далее самотёком попадающей в поверхностные воды, превышает ПДК для воды хозяйственно-бытового использования в 1,2 раза. В воде заболоченного участка в северной части карьера содержание бенз(а)пирена превышает ПДК в 3,8 раза.

7. Наибольшие концентрации ПАУ в воздухе наблюдаются вблизи шоссе (точка № 3), где суммарное содержание ПАУ достигло 308 нг/фильтр, а превышение по бенз(а)пирену по сравнению с фоновым (точка № 1) равно 2,8. Однако, содержание бенз(а)пирена в точках № 4 и № 6 также превышает фоновое в 2,1 и 3,9 раза, причём содержание бенз(а)пирена в фильтре точки № 6 в 1,4 раза выше содержания бенз(а)пирена в фильтре, экспонированном в зоне влияния шоссе.

Список литераторы.

1. Трофимов В.Т., Зилинг Д.Г. Экологическая геология / Учебник. - М.: ЗАОГеоинформмарк, 2002, 415 с.

2. Ровинский Ф.Я., Теплицкая Т.А., Алексеева Т.А. Фоновый мониторинг полициклических ароматических углеводородов. - Л.: Гидрометеоиздат, 1988, 223 с.

3. Петров В.Г. Геологическое строение и полезные ископаемые Калужской области. - Калуга, 2003, 439 с.

ГЕОЛОГИЯ, ТРЁХМЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ, ОЦЕНКА ТОЧНОСТИ РАЗЛИЧНЫХ МЕТОДОВ ИНТЕРПОЛЯЦИИ, ПОДСЧЁТ ЗАПАСОВ И СОВРЕМЕННАЯ ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА УЧАСТКОВ БОЛЬШОЙ ИХТЕГИПАХК, ПАХКВАРАКА И АЛЁНКА ФЁДОРОВО-ТУНДРОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (КОЛЬСКИЙ П-ОВ).

Митрофанов А.Ф.
Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН), Москва, mit-alex@ya.ru

Фёдоровотундровское месторождение приурочено к самой западной части мафит-ультрамафитового расслоенного Фёдорово-Панского массива. С географической точки зрения последний представляет собой вытянутый (более 80 км) и узкий (3-6 км) горный кряж, имеющий северо-западное простирание. Интрузия залегает в зоне северного контакта вулканогенно-осадочных пород Имандра-Варзугской палеопротерозойской палеорифтогенной структуры, представленных зеленокаменными образованиями рижгубской и сейдоречевской свит и образований докембрийского фундамента, представленных более молодыми щелочными гранитами и древними (мезоархейскими) плагиогнейсо-гранитами [2].

В строении Фёдорово-Панского массива выделяются следующие основные блоки: имеющий неоднородное строение по латерали Восточно-Панский блок, в разрезе которого преобладают габбро, а в нижней части выявлено присутствие Pt-Pd-малосульфидного расслоенного горизонта (РГ), представленного переслаивающимися прослоями габбро-норита, анортозита, норита и бронзитита. Следующим является Западно-Панский блок, который является самой мощной и хорошо изученной частью интрузии, сложенной габбро-норитами [5]. В нем также были выделены два основных Pt-Pd-малосульфидных расслоенных горизонта: верхний (ВРГ) и нижний (НРГ). Самым западным является рассматриваемый в настоящей работе Федоровотундровский, сложенный ультраосновными и основными породами. От Западно-Панского блока он отделен мощной зоной разлома [4].

Фёдоровотундровский расслоенный массив, к которому приурочено одноимённое месторождение цветных и благородных металлов, на 90% сложен основными породами – от норитов до габбро, ультраосновные породы встречаются редко. Вся промышленная Cu-Ni-платиноидная минерализация приурочена к согласно залегающей зоне такситовых габбро-норитов, получившей своё название из-за существенной неоднородности зёрен минералов, которые её слагают.

Сульфидная Cu-Ni минерализация является наиболее распространённой в пределах месторождения. Она тяготеет к породам зоны такситовых габбро-норитов и к прилегающим к ней участкам норитовой и эндоконтактовой плагиоамфиболитовой зон; общая мощность минерализованных пород колеблется от 80 до 200 м. Сульфидная минерализация представлена тремя минеральными типами: пирротоновым, пирротин-халькопиритовым и пентландит-халькопирит-пирротиновым. Первый наиболее распространён в пределах участков Малый, Средний и Большой Ихтегипахк. Пирротин-халькопиритовый тип является вторым по распространённости после пирротинового и проявлен в основном в средней и верхней частях разреза минерализованной зоны участков Большой Ихтегипахк и Пахкварака, в нижней же её части наибольшим распространением пользуется пентландит-халькопирит-пирротиновый тип. Комплексная минерализация тесно связана с сульфидной медно-никелевой, тяготея преимущественно к её пентландит-халькопирит-пирротиновому минеральному типу, хотя в единичных случаях повышенные содержания PGE отмечались в бессульфидных породах.

В рамках настоящей работы было проведено исследование содержаний элементов платиновой группы в сульфидных минералах (ЭПГ), которое показало, что даже, несмотря на высокий порог обнаружения микрозонда CAMECA-100 (0.1% для платиноидов), некоторые зерна пентландита содержат существенное количество палладия (до 0.211%).

Помимо пентландита, главными концентраторами ЭПГ и Au в рудах месторождения являются их собственные минералы. В составе оруденения установлено 29 минеральных видов PGE и золота, а также 8 фаз ЭПГ, не имеющих пока статуса самостоятельных минералов. Все они диагностированы на основании количественного изучения их химических составов при электронномикроскопических исследованиях аншлифов при Геологическом Институте КНЦ РАН. Главными концентраторами палладия в составе руд наряду с пентландитом являются котульскит, меренскиит, бреггит, стиллуотерит, высоцкит и соболевскит; платины – брэггит, мончеит, высоцкит, меренскиит и сперрилит; золота – золото-серебряные сплавы [1].

К 2008 года разведочные работы на месторождении были завершены, был произведён подсчёт запасов и утверждение их в ГКЗ.

С целью обновления экономических данных на 2011 год в настоящей работе была произведена полная экономическая оценка и подсчёт запасов с учётом новых данных, к которым можно отнести цену на металлы, значения капитальных и операционных затрат.

Первым этапом работы было оконтуривание рудной залежи в пределах разведочных профилей и объединение их в единую каркасную трёхмерную замкнутую пустотелую модель. Затем эта модель была заполнена элементарными блоками, размер которых выбирался, исходя из параметров разведочной сети и величины уступа предполагаемого карьера [3].

Для интерполяции содержаний в элементарные блоки были построены несколько экспериментальных вариограмм, которые позволили подобрать вариограммную модель распределения условного палладия, необходимую для последующего кригинга.

Для выбора наиболее подходящего метода для интерполяции содержаний в элементарные блоки было произведено статистическое сравнение способом перекрестной проверки главных методов интерполяции на примере данного месторождения: метода обратных расстояний, обычного и логнормального кригинга. В результате этого была произведена оценка достоверности каждого метода.

После проведения необходимых расчётов и интерполяции производился подсчёт запасов и ресурсов модели как по российской, так и по зарубежной классификации.

Завершающим этапом работы являлся расчёт контура предельного карьера в программе NPV Scheduler, оценка эксплуатационных запасов и проведение всех экономических расчётов, включавших в себя анализ экономической устойчивости проекта, подтвердившим высокую рентабельность и быструю окупаемость вложенных в месторождение средств.

Список литературы.

1. Балабонин, Н.Л. Формы нахождения и баланс распределения благородных металлов в рудах Федорово-Панской интрузии (Кольский полуостров) /Субботин В.В., Скиба В.И., Войтеховский Ю.А., Савченко Е.Э., Пахомовский Я.А. // Обогащение руд, 1998, №6, с. 24-30.
2. Баянова Т. Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб: Наука, 2004.
3. Капутин Ю.Е., «Моделирование месторождения и оценка минеральных ресурсов с использованием Studio 3. Учебный курс», С.-Пб, 2007 г.
4. Митрофанов Ф.П., Корчагин А.У., Рундквист Т.В. Федорово-Панская расслоенная мафическая интрузия (Кольский полуостров): геология и платинометалльное оруденение. // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. Москва. 2004, с. 175-186.
5. D. Schissel, F. Mitrofanov, A. Korchagin, A. Cvetkov, «Basal Platinium-Group Element Mineralization in the Fedorov Pansky Layered Mafic Intrusion, Kola Peninsula, Russia», Economic Geology, 2002, №97, p. 1657-1677.

БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД ЖДАНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕЧЕНГСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (СЗ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА)

Рычкова О.А.
Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург,
Olga-Veselova2007@yandex.ru

Медно-никелевые руды Ждановского месторождения в основном приурочены к интрузивным телам габбро-перидотитового состава, залегающим согласно с вмещающими филлитами Ждановской свиты (PR_1), и находятся преимущественно в перидотитах [1].

Выделяют густовкрапленные и рядовые вкрапленные руды в перидотитах, богатые массивные и брекчиевидные руды в тектонических зонах и оруденелые филлиты [2].

Каменный материал для исследований отбирался в шахте рудника Северный по керну скважины 2117 и разрезу 15 на -80 горизонте Юго-Западного рудного тела и по разрезу 12 на -50 горизонте Западного рудного тела.

Проводилось изучение минерального состава массивных и густовкрапленных руд в аншлифах и тяжёлом концентрате массивной руды. Минеральный состав руд в аншлифах изучался оптически под микроскопом ПОЛАМ Р-312 и с помощью электронного микрозондового анализатора INCA Energy 350 с микроскопом VEGA II LSH (микроанализатор фирмы Tescan; аналитик А.Н. Терновой). Минеральный состав тяжёлого концентрата изучался с помощью электронного микрозондового анализатора Hitachi S570 с SD детектором в ЛЭТИ (аналитик В.В. Кнауф).

Все породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Перидотиты в разной степени изменены, при этом в них сохраняются реликты первичных породообразующих силикатов (оливина и пироксена) и появляются наложенные минералы, связанные со вторичными изменениями и образованием руд. Перидотиты серпентинизированы, амфиболизированы, содержат карбонат, хлорит и слюды. Отмечаются структуры замещения оливина и пироксена серпентином с выделением тонкозернистого магнетита и псевдоморфозы магнетита по хромшпинелидам. На серпентинизированные перидотиты накладывается амфиболизация.

В массивной и густовкрапленной рудах преобладают пирротин и пентландит. Вкрапленные в перидотиты руды имеют сидеронитовую структуру. Методом магнитной порошкографии выявлено, что пирротин представлен моноклинной (магнитный) и гексагональной модификациями. Для пентландита характерно образование идиоморфных, пластинчатых и пламеневидных зерен в пирротине.

Реже встречаются халькопирит, галенит и пирит. Из сульфоарсенидов был найден минерал изоморфного ряда кобальтин-герсдорфит ((Co,Ni)AsS), а из сульфоантимонидов – бертьерит ($FeSb_2S_4$) и ульманнит-гудмундит ((Ni,Fe)SbS). Составы минералов по результатам микрозондового анализа в сульфидах, сульфоарсенидах и сульфоантимонидах приведены в табл. 1.

Из редких сульфидов был обнаружен в количестве одного зерна дисульфид рения – рениит (ReS_2).

Среди минералов группы шпинели наблюдаются фазы субферриалюмохромит, субалюмоферрихромит, субалюмохроммагнетит, хроммагнетит, беспримесный магнетит и промежуточные разновидности таких фаз (табл. 2). Серпентинизация сопровождается выделением тонкозернистого, беспримесного магнетита. При этом появляются титанит со средними содержаниями Ca – 19,55, Ti – 21,9, Si – 16,28, O – 41,35 масс. % и реже ильменит (Fe – 29,56, Ti – 32,22, Mn – 6,67, O – 31,85 масс. %).

В субферриалюмохромитах содержания Al преобладают над содержаниями Fe^{3+}, в субалюмоферрихромитах – наоборот. А субалюмохроммагнетиты характеризуются значительными содержаниями Cr по сравнению с Al. Ниже приведены их кристаллохимические формулы.

Таблица 1. Химический состав сульфидов, сульфоарсенидов и сульфоантимонидов (масс. %)

Компонент	пирротин	пентландит	пирит	галенит	бертьерит	кобальтин	ульманнит-гудмундит
Fe	57,24	29,58	42,60		5,56	5,05	14,73
Ni		33,35			4,85	9,86	11,27
Co						18,23	
Pb				83,37			
Sb					60,15		43,46
S	42,7	36,92	57,4	16,63	29,45	21,01	30,54
As						45,39	
n	15	11	1	5	2	1	1

Примечание. Сумма элементов приведена к 100 %,
n – количество анализированных зёрен минералов.

Спецификой минералов группы шпинели из медно-никелевых руд Ждановского месторождения является присутствие в их составе MnO от 0,99 до 2,63, ZnO от 1,46 до 2,39, около 1 масс. % V_2O_3 и TiO_2 от 0,69 до 3,91 масс. % (табл. 2).

Таблица 2. Химические составы минералов группы шпинели (масс. %)

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
MgO					3,39			
Al_2O_3	9,50	6,41	6,69	1,44	1,93			
SiO_2	1,81			4,52	4,02	1,67		
CaO				3,44				
TiO_2	2,81	3,91	2,25	3,80		0,69		
V_2O_3	1,07		0,73	2,85	1,82	1,22	1,01	1,34
Cr_2O_3	39,25	33,89	27,50	17,82	14,70	15,19	8,63	3,94
MnO	2,63	1,60	2,32	1,57	0,94	0,99		
$FeO+Fe_2O_3$	40,53	52,16	58,74	64,55	73,21	80,24	90,36	94,71
ZnO	2,39	2,02	1,46					
№ образца	3_3/6	3_3/1	3_3/7	3_10/4	3_14/1	3_15/1	1618_10/1	1618_17/3

Примечание. Аншлифы № 3 и 1618 массивной руды ЮЗРТ. Сумма компонентов приведена к 100 %.

Кристаллохимические формулы минералов группы шпинели:

1 – $(Fe_1Mn_{0,08}Zn_{0,06})_{1,14}(Cr_{1,1}Al_{0,39}Fe_{0,2}V_{0,03})_{1,72}Ti_{0,07}Si_{0,06}O_4$ – субферриалюмохромит;

2 – $(Fe_1Mn0_{,05}Zn_{0,05})_{1,1}(Cr_{0,96}Fe_{0,56}Al_{0,27})_{1,79}Ti_{0,11}O_4$ – субалюмоферрихромит;

3 – $(Fe_{0,95}Mn_{0,07}Zn_{0,04})_{1,06}(Fe_{0,8}Cr_{0,78}Al_{0,28}V_{0,02})_{1,88}Ti_{0,06}O_4$ – субалюмохроммагнетит (кайма зерна 1);
6 – $(Fe_{1,05}Mn_{0,03})_{1,08}(Fe_{1,37}Cr_{0,43}V_{0,04})_{1,84}Si_{0,06}Ti_{0,02}O_4$ – магнетит с небольшой примесью хрома;
7,8 – магнетит.

Некоторые хромшпинелиды зональны. Их ядра по отражению более тёмные, и они характеризуются большим содержанием Cr и меньшим Fe по сравнению с каймами (зерно 1 и его кайма 3 в табл. 2).

Судя по приведённым данным изменение состава хромшпинелидов идёт главным образом по линии замещения Cr на Fe^{3+} и Mg на Fe^{2+} или путём замещения $FeCr_2O_4$ и $MgAl_2O_4$ на $FeFe_2O_4$. Из приведённых анализов минералов группы шпинели MgO присутствует только в 5-ом в количестве 3,39 масс. %, что говорит о низкой магнезиальности этих хромшпинелидов. Исходя из содержаний Al_2O_3 и $FeO+Fe_2O_3$ можно сделать вывод о низкой глинозёмистости и высокой железистости этих минералов.

Сульфиды по времени образования являются более поздними по отношению к минералам группы шпинели (рис. 1).

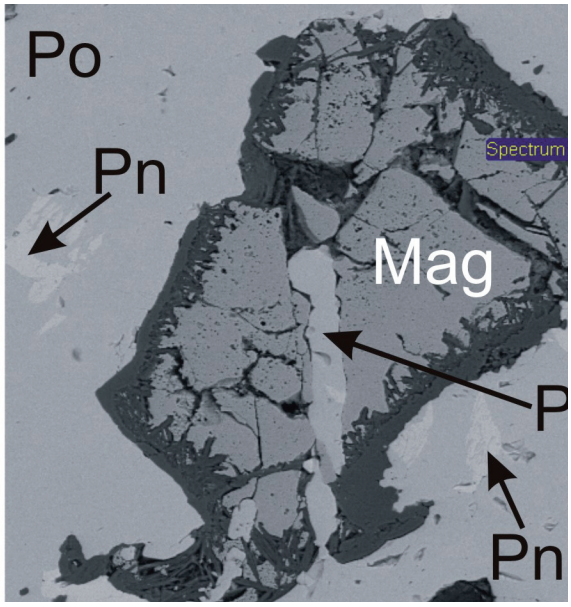


Рис. 1. РЭМ-фото соотношения минералов. Магнетит (Mag), окаймлённый титанитом и игольчатыми кристаллами гидрослюды – стильпномелана, в пирротине (Po). Пирротин сечёт магнетит. Пентландит (Pn) – включения в пирротине. Аншлиф №1618.

Были найдены и детально изучены теллуриды никеля, никеля и сурьмы, свинца, серебра (мелонит, мелонит-нисбит, алтаит, гёссит). Мелонит ($NiTe_2$) содержит до 7,8 масс. % Pd и до 4,3 масс. % Bi (табл. 3). В некоторых зёрнах мелонита присутствуют примеси Fe (до 3 масс. %), S (до 6 масс. %) (табл. 3). Минерал изоморфного ряда мелонит-нисбит $(Ni,Sb)Te_2$ содержит следующие элементы в масс. %: Te – 55,79, Sb – 18,91, Ni – 19,14, Pd – 2,78, Bi – 1,73, Fe – 1,65. Содержания элементов в зёрнах алтаита (PbTe) представлены в табл. 4. Гёссит (Ag_2Te) был найден в аншлифе массивной руды ЮЗРТ № 1618 в количестве одного зерна с содержаниями Ag – 42,56 и Te – 28,24 масс. %.

Таблица 3. Химический состав мелонита (масс. %)

Элемент / № анализа	аншл. №1618	аншлиф №3				аншлиф №1а					
	7/1	9/1	19/1	8/4	20/1	1/1	2/1	4/1	5/1	6/1	9/1
Fe		3	2,61								
Ni	20,44	15,74	16,43	21,56	19,24	17,53	19,74	18,67	17,09	17,27	18,45
Te	79,56	74,96	78,40	70,67	80,76	78,99	80,26	78,66	82,11	78,79	81,55
Pb		6,30									
Mo			1,18								
Pd			1,38	7,77							
Bi						3,48		2,67	0,80	3,93	
сумма	100	100	98,62	100	100	100	100	100	100	99,99	100

Таблица 4. Химический состав алтаита (масс. %)

Элемент / № анализа	аншлиф № 1618		аншлиф № 1а					
	2/1	8/1	7/1	8/1	11/1	12/1	13/1	20/1
Te	40,84	39,58	38,85	41,05	39,28	40,47	40,43	39,9
Pb	59,16	60,42	61,15	58,95	60,72	59,53	59,57	60,1

Примечание. Сумма элементов приведена к 100 %.

Спецификой образования руд является появление в них уранинита $(U,Pb)O_2$. Из числа редких минералов в богатых рудах установлен паризит (фторкарбонат Ce и La).

Среди собственных минералов благородных металлов были найдены зёрно золота размером 1,5 мкм с примесью Ag – 11,01 масс. % в пентландите и электрум размером 2,5 мкм с содержанием Ag – 31,07 масс. % в магнетите (рис. 2) в прожилке массивной руды аншлифа № 4 из густо-вкрапленной руды Юго-Западного рудного тела.

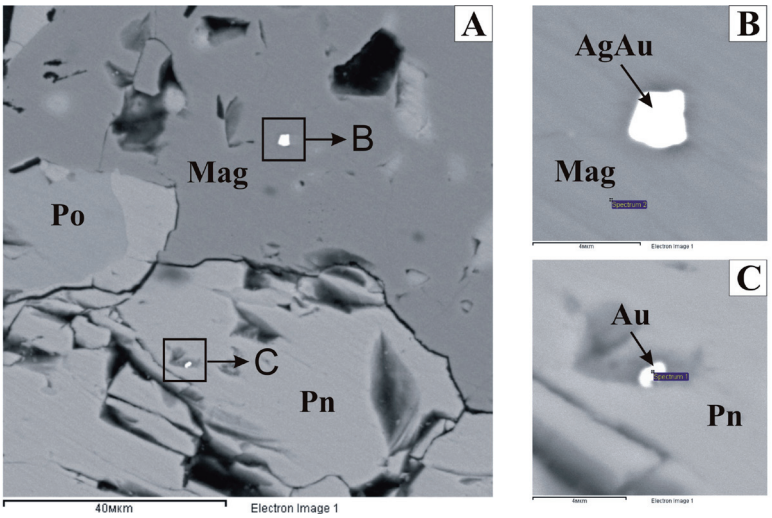


Рис. 2. РЭМ-фото. Электрум (AuAg) в магнетите и серебросодержащее золото (Au) в пентландите (Pn). А – общий вид, В и С – участки детализации. Аншлиф №4.

Исследовался тяжёлый концентрат, полученный гравитационным методом по технологии "ppm-минералогия" [3] из 107 г пробы массивной руды с размером зёрен менее 90 мкм, отобранной по разрезу 12 на горизонте -50 Западного рудного тела. Среди минералов с высокой плотностью в тяжёлом концентрате было установлено 15 зёрен серебросодержащего золота, 46 зёрен мелонита с примесью Pd в среднем около 1 масс. %, галенит и 2 зерна гёссита. Минералы платиновой группы в тяжёлом концентрате исследуемой пробы отсутствуют. Размеры зёрен золота колеблются от 10,3 до 61,9 мкм, мелонита – 1,8-37,5 мкм, гёссита – 9,5-22 мкм. Концентрация золота в массивной руде по отношению к массе концентрируемой пробы (107 г) составила 0,1 г/т с учётом концентрации золота в зёрнах серебросодержащего золота 80 масс. % и с учётом плотности золота этого состава 18 г/см^3 при сквозном коэффициенте извлечения технологии 70 % для нашего опыта. Концентрация палладия в мелоните по отношению к массе концентрируемой пробы (107 г) составила 0,0005 г/т с учётом плотности мелонита 7,3 г/см^3 при сквозном коэффициенте извлечения технологии 50 % для данного случая.

Исходя из приведённых выше данных, можно сделать предварительный вывод, что благородно-метальная минерализация медно-никелевых руд Ждановского месторождения представлена золотом с содержанием серебра от 11 до 31 масс. %. Концентрация такого золота в массивной руде составляет около 0,1 г/т. Золото тонкодисперсное, размер его зерен от 1 до 62 мкм. Из минералов серебра встречается теллурид серебра – гёссит с размером зёрен от 2 до 22 мкм. Содержания элементов платиновой группы очень низкие. Минералы платиновой группы в пентландит-пирротиновых рудах Ждановского месторождения редки, а среди элементов платиновой группы присутствуют небольшие примеси Pd около 1-2 масс. % (до 8 масс. %) в теллуриде никеля – мелоните.

Автор благодарит научного руководителя – доцента Ю.С. Полеховского за помощь в написании работы и аналитиков микрозондовых анализаторов.

Список литературы.

1. Горбунов Г.И., Астафьев Ю.А., Бартенёв И.С., Гончаров Ю.В., Яковлев Ю.Н. Структуры медно-никелевых рудных полей и месторождений Кольского полуострова. *Л.*: Наука, 1978, 160 с.

2. Горбунов Г.И., Яковлев Ю.Н., Астафьев Ю.А. и др. Атлас текстур и структур сульфидных медно-никелевых руд Кольского полуострова. *Л.*: Наука, Ленингр. отд-ние, 1973, 178 с.

3. Кнауф В.В. К метрологическому обеспечению минералогических работ. Записки ВМО, вып. 6, 1996.

ЛИТОЛОГИЯ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЛУОСТРОВОВ СРЕДНЕГО, РЫБАЧЬЕГО И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

Сушков А.В.
ФГБОУ ВПО «МГТУ», г. Мурманск, antony.s@gmx.com

Территория п-овов Среднего и Рыбачьего является частью единого Тимано-Варангерского пояса, обрамляющего Восточно-Европейскую платформу с северо-востока.

В настоящее время большинством признается аллохтонный характер границы между полуостровами Средним и Рыбачьим. Полевыми исследования, проведёнными в 2009-2010 гг., было установлено, что зона надвига достаточно чётко фиксируется от устья губы Эйна до мыса Земляного широким развитием тектонических брекчий, катаклазитов и милонитов (рис 1). По-видимому, амплитуда перемещения п-ова Рыбачьего может достигать десятки километров.

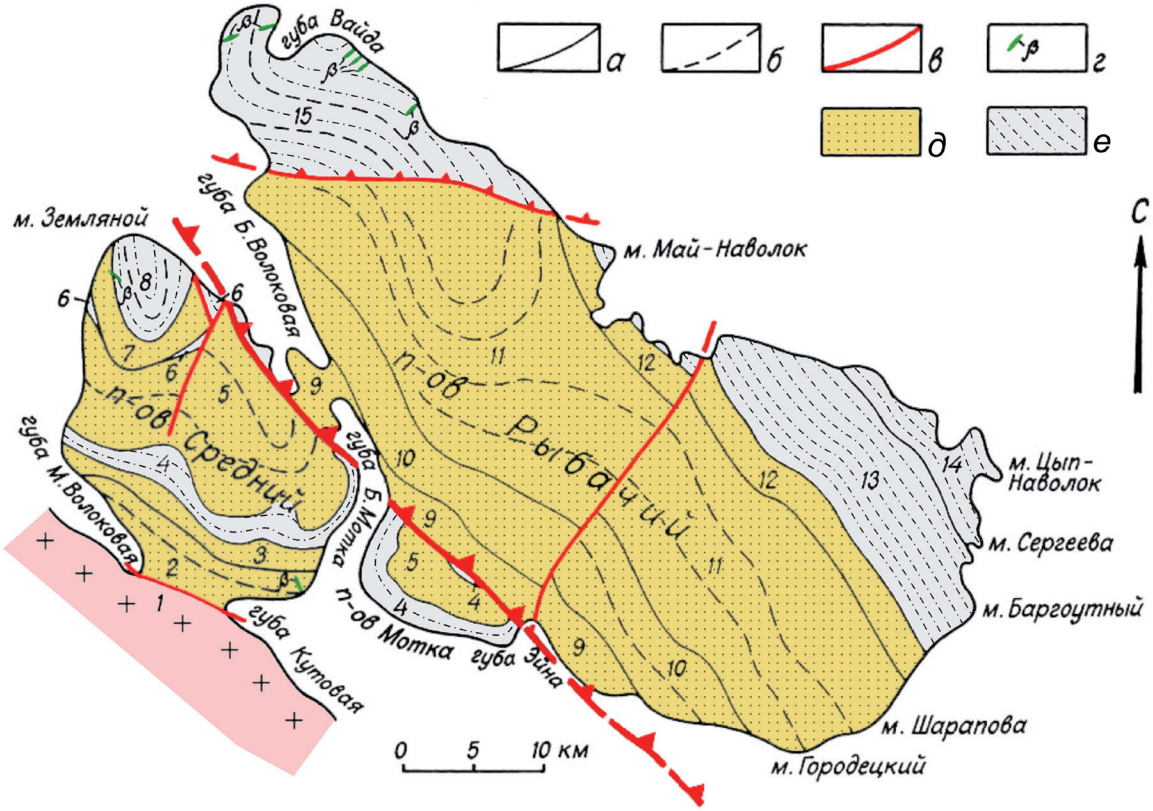


Рис. 1. Схема геологического строения полуостровов Среднего и Рыбачьего (составлена с использованием данных В.З. Негруцы и др., [5])

Цифрами на схеме обозначены: 1. Архей-нижнепротерозойский фундамент. 2-6. Свиты кильдинской серии: 2 – пяряярвинская; 3 – палвинская; 4 – поропелонская; 5 – землепахтинская; 6 – каруярвинская. 7-8. Свиты волоковой серии: 7 – куяканская; 8 – пуманская. 9-11. Свиты эйновской серии: 9 – мотовская; 10 – лонская; 11 – перевальная. 12 – 15. Свиты баргоутной серии: 12 – майская; 13 – зубовская; 14 – цыпнаволокская; 15 – скарбеевская. Условные обозначения: а – геологические границы установленные; б – геологические границы предполагаемые; в – разрывные нарушения; г – дайки долеритов; д – поля преимущественного развития псаммитов, обладающих коллекторскими свойствами; е – поля преимущественного развития аргиллитов и сланцев, обладающих свойствами покрышек.

Характер ритмичности комплекса п-ова Рыбачьего и закономерности её изменения в направлении снизу (мотовская свита) вверх (цыпнаволокская свита) свидетельствуют о нормальной последовательности отложений, отвечающей трансгрессии бассейна в условиях лавинной седиментации, когда каждый последующий слой формировался в условиях более удалённых от береговой линии, чем предыдущий (рис. 2). С лавинным типом седиментации согласуются петрографические (широкое развитие кварцевых граувакк, несортированность и неокатонность алевропсаммитовых фракций) и геохимические (низкая степень дифференциации осадочного материала, его химическая незрелость) свойства пород. Отложения эйновской серии могут рассматриваться как проксимальные фации подводного конуса выноса, а баргоутной — как дистальные.

Степень изменения пород п-ова Рыбачьего отвечает стадии метагенеза, о чем свидетельствует достаточно широкое развитие в псаммитах хлорита, серицита и эпидота.

Согласно существующей стратиграфической схеме [5], среди отложений, распространённых на п-ове Среднем, выделяются две серии (снизу вверх): кильдинская и волоковая, которые подразделяются на ряд свит (см. рис 2). Кильдинская и волоковая серии сложены аркозовыми, олигомиктовыми, кварцевыми крупно-, среднезернистыми песчаниками, а также алевролитами и аргиллитами. Подчинённую роль в разрезе играют конгломераты и гравелиты. Карбонатные породы, представленные в основном доломитами, встречаются лишь среди отложений палвинской и каруярвинской свит. По сравнению с породами п-ова Рыбачьего отложения кильдинской и волоковой серий характеризуются более высокой степенью дифференциации осадочного материала, химической зрелостью, сортированностью и окатанностью алевропсаммитовых фракций.

Главным отличием верхнерифейских разрезов п-ова Среднего и о. Кильдина является широкое развитие карбонатных фаций в пределах последнего. Наблюдаемую фациальную изменчивость прежде всего следует связывать с более глубоководными обстановками накопления осадков о. Кильдина в позднерифейское время.

Формирование отложений кильдинской и волоковой серий происходило в подводно-дельтовых обстановках, о чем могут свидетельствовать структурно-текстурные признаки пород (преобладание в разрезе хорошо- и среднесортированных псаммитов, однонаправленная косая слоистость потокового типа, сменяющаяся разнонаправленной и др.).

В настоящее время в разрезе отложений комплекса п-ова Среднего на нескольких уровнях установлены три принципиальные фациальные ассоциации, которые присущи дельтам**:** фациальная ассоциация дельтовой равнины, ассоциация фронта дельты и ассоциация отмирания дельты. Фациальные ассоциации отвечают трём этапам становления дельты.

Степень изменения пород п-ова Среднего, п-ова Мотки (п-ов Рыбачий) и о. Кильдина отвечает стадии позднего (глубинного) катагенеза, о чем свидетельствует широкое развитие в псаммитах регенерационного цемента и инкорпорационного сочленения зёрен.

Нефтегазоносность верхнего протерозоя доказана открытием промышленных месторождений углеводородного сырья на Сибирской, Восточно-Европейской, Аравийской, Китайской, Индостанской и др. древних платформах [1, 2]. Отсюда понятен тот интерес к изучению верхнепротерозойских отложений Кольского региона с целью оценки их в качестве возможного источника углеводородного сырья. Перспективность рифей-ведских отложений прибрежной северной области (п-ов Рыбачий, п-ов Средний, о. Кильдина) начала обсуждаться ещё в 90-е годы прошлого века и продолжается по настоящее время [3, 4, 6].

Анализ литологических характеристик верхнепротерозойских отложений п-овов Среднего, Рыбачьего и о. Кильдина позволяет сделать выводы об их возможной нефтегазоносности.

Наиболее перспективными на нахождения углеводородного сырья следует считать отложения кильдинской (п-ов Средний, о.Кильдин, п-ов Мотка) и волоковой (п-ов Средний) серий по следующим основаниям:

- степень преобразования пород серий отвечает стадии глубинного катагенеза, являющейся, как известно, главной стадией нефтеобразования;
- циклический характер осадконакопления в поднерифейское-вендское(?) время предопределяет чередование в разрезе серий песчаников (реже карбонатов) и глинистых пачек (см. рис. 1 и 2); первые могут рассматриваться как коллекторы, вторые – в качестве покрышек;
- чередование и взаимозамещение в разрезе серий не только по вертикали, но и по латерали глинистых и песчаных (карбонатных) толщ, может предопределять формирование большого числа ловушек различных типов;
- возможность накопления углеводородов среди отложений серий в обстановке поднадвиговой зоны п-ва Рыбачьего;
- установленные в породах серий повышенные содержания углеводородных газов, битумов и органического углерода [3].

Что же касается пород комплекса п-ва Рыбачьего (эйновская и баргоутная серии), то он не обладает теми признаками, которые перечислены выше. По-видимому, в псаммитах п-ова Рыбачьего, обладающих коллекторскими свойствами, возможно лишь нахождение углеводородов, имеющих эпигенетическое происхождение.

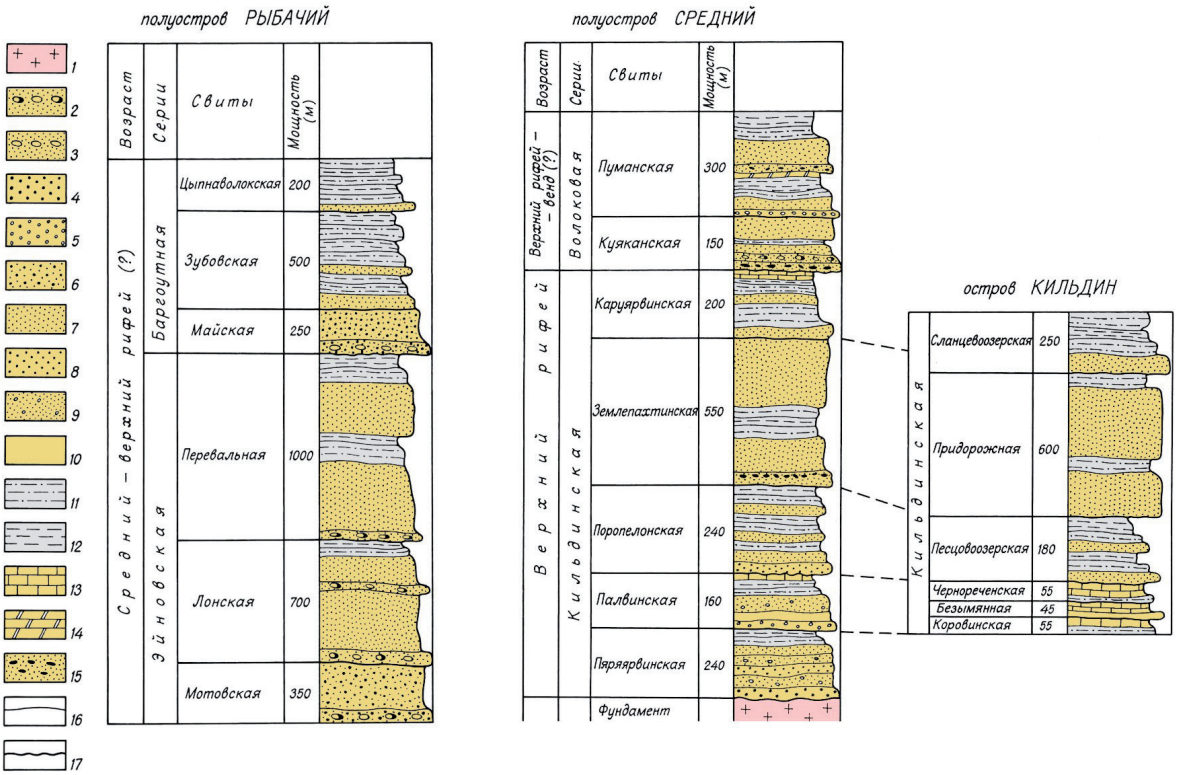


Рис. 2. Стратиграфический разрез п-овов Среднего, Рыбачьего и о. Кильдина.

1 – породы фундамента; псефиты: 2 – полимиктовые, 3 – кварцевые; гравелиты: 4 – полимиктовые, 5 – кварцевые; псаммиты: 6 – кварцевые граувакки, 7 – аркозовые, 8 – мезомиктовые, 9 – олигомиктовые, 10 – кварцевые; 11 – алевролиты; 12 – аргиллиты и сланцы; 13 – доломиты; 14 – мергели; 15 – обломочные фофориты; границы: 16 – согласные, 17 – эрозионные; желтым цветом показаны интервалы разрезов преимущественного развития псаммитов, обладающих коллекторскими свойствами; серым – интервалы разрезов преимущественного развития аргиллитов и сланцев, обладающих свойствами покрышек.

Список литературы

1. Баженова О.К., Анохина Т.В., Постникова И.Е., Соколов Б.А. Литолого-геохимические предпосылки нефтегазоносности верхнего протерозоя Московского авлакогена и сопредельных территорий // Геология нефти и газа. 1997. №4, с 51-59.

2. Кузьмин Д.А. Геохимическая характеристика докембрийских нефтематеринских пород Лешуконского прогиба Мезенского, возможно нефтегазоносного, бассейна // Вестник Московского университета, серия Геология. 2005. №6, с. 45-49.

3. Митрофанов Ф.П., Любцов В.В., Предовский А.А., Припачкин В.А. Углеводороды и органический углерод в верхнепротерозойских осадочных отложениях Северо-Запада Кольского полуострова: значение для оценки перспектив нефтегазоносности шельфа Баренцева моря // Геология и геофизика. 1996. т. 37. №8, с. 125 – 135.

4. Митрофанов Ф.П., Предовский А.А., Любцов В.В., Чикирёв И.В. Структурная зональность прибрежной области Кольского полуострова в связи с перспективами ее нефтегазоносности // Геология и геофизика. 2004. т. 45. №1, с. 151 – 160.

5. Негруца В.З., Басалаев А.А., Чикирёв И.В. Баренцевоморский фосфоритовый бассейн. – Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1994, 119 с.

6. Сорохтин Н.О., Козлов Н.Е. Глазнев В.Н. Чикирёв И.В. Геология и потенциальная нефтегазоносность п-ова Рыбачий (Кольский полуостров). М.: Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений, 2011, №5, с.14-19.

ОПТИМИЗАЦИЯ ПОИСКОВЫХ РАБОТ НА ЗОЛОТО В ПРЕДЕЛАХ ВОСТОЧНОЙ ФИНЛЯНДИИ

Фролов А.А.
ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, frolik1@mail.ru

В настоящее время почти все экономически значимые месторождения золота находятся в палеопротерозойских доменах [3]. Очевидно, отсутствие таких месторождений архейского возраста может быть связано с нехваткой поисковых работ на золото. В том числе и зеленокаменные пояса Финляндии являются структурами перспективными на золото и по оценкам геологической службы Финляндии (GTK - Geologian Tutkimuskeskus) мало изучены. Однако геологоразведочные работы по его поиску осложняются тем, что большая часть территорий перекрыта четвертичными отложениями различной мощности. Поэтому при проведении поисковых работ большое внимание уделяется геохимическим и геофизическим методам. Выделение опытным путём комплекса геолого-геофизических работ для поисков месторождений золота на закрытых территориях, достаточного с геологической точки зрения и относительно недорогого с экономической, немаловажная задача современной геологоразведки. Целью работ проведённых в пределах восточной Финляндии являлось повышение геологической эффективности стадии поисков месторождений золота в пределах зеленокаменных поясов на основе комплексирования геологических, геофизических и геохимических методов, а так же внедрения новых методик и методов.

В результате анализа баз данных, выложенных в свободное пользование [4] геологической службой Финляндии, было установлено, что подавляющая часть золоторудных месторождений Финляндии приурочена к зеленокаменным поясам (ЗКП).

Главными типами вмещающих пород для месторождений и рудопроявлений являются метавулканиты, затем слюдистые и хлоритовые сланцы, а также тоналиты и гранодиориты. Проявления золотой минерализации в других типах горных пород носят подчиненный характер. Так же при интерпретации результатов аэромагнитной и аэроэлектромагнитной съёмок путём выделения осей аномалий и определения положения рудопроявлений относительно них, была выявлена зависимость, выраженная в локализации крупных месторождений вблизи оси аномалии. Около 80% рудопроявлений лежат в пределах аномальных зон.

Из ряда ЗКП были выбраны пояса Кухмо – Суомусалми и Иломантси. Они характеризуется меридиональным простиранием, сложены вулканическими и осадочными породами, а так же продуктами их изменения. Структуры секут дайки основного и ультраосновного состава, прорываются гранитные интрузии. Площадь рассматриваемой территории близка к 8000 км.

Наиболее результативным и оперативными методами ранних стадий поиска месторождений минерального сырья, в том числе золоторудных, являются в настоящее время геохимические: по потокам и вторичным ореолам рассеяния [2]. Поиски по потокам рассеяния являются наиболее предпочтительным методом, когда необходимо выделить перспективные участки для дальнейших исследований на значительной по площади территории, в условиях расчленённого рельефа. Следующей стадией, согласно «Инструкции по геохимическим методам поисков» [1], являлись поиски по вторичным ореолам рассеяния различной степени детальности. Отличительной чертой этих методов является высокая оперативность и производительность, позволяющая в максимально сжатые сроки выделять участки для дальнейших детальных работ. В период работ с 2009 по 2011 год было отобрано более 30000 проб четвертичных отложений ручным фланцевым пробоотборником (типа желонка), а так же свыше 1000 образцов при помощи мотобура «Cobra». Среди всех месторождений Финляндии, рудопроявлений и точек минерализации наиболее сильная элементная корреляция золота наблюдается с Te ($K_{кор}$=0,38), As ($K_{кор}$=0,55), Cu ($K_{кор}$=0,31). В процессе тиллевой съёмки, для анализа проб, использовался полевой рентгенофлуоресцентный анализатор «Innov-X system Alpha». Проводился полуколичественный анализ проб на широкий ряд элементов (до 25 элементов), ранее не использовавшийся в поисковых работах на золото на территории Финляндии. Это позволило в полевых условиях производить ана-

лиз проб, что в свою очередь помогло оперативно корректировать ход работ и в короткие сроки оконтурить перспективные участки.

Одновременно с геохимическими съёмками проводились и геофизические исследования. При анализе имеющейся информации о месторождениях и рудопроявлениях Финляндии и Карелии было выявлено, что их большая часть контролируется сдвиговыми дислокациями. При выборе геофизических методов основными критериями служили оперативность и информативность. В ряд выбранных методов вошли детальная магниторазведка и дипольное индуктивное профилирование (ДИП). Данные магнитометрической съёмки позволили уточнить геологическое строение участка, а так же выделить ряд разрывных структур субмеридианального и северо-западного простирания. Для этого использовался режим непрерывной съёмки напряжённости магнитного поля. Это позволило получать больше информации о верхней части разреза.

При рассмотрении результатов бурения на некоторых из участков, проведённого ранее геологической службой Финляндии, выяснилось, что продуктивные на золото зоны локализованы в биотитовых и двуслюдяных сланцах с пирротином, арсенопиритом, реже пирротином и пиритом. Сульфиды образуют сплошную цементирующую массу и вкрапленность в толще сланцев. В результате опытно-методических работ ДИП было выявлено, что зоны сплошной минерализации выделяются отрицательными аномалиями по проводимости шириной от 20 до 40 метров простирающиеся почти через весь участок, в субмеридиональном направлении. Так же они нашли отражение и в результатах магнитометрической съёмки.

В ходе опытно-методических исследований, оптимальными поисковыми методами для выделения перспективных участков были признаны следующие:

Проведение геологических маршрутов для изучение подробного геологического строения изучаемого участка и сделать выводы о вероятной генетической модели минерализации.

Опробование четвертичных отложений с использованием ручного фланцевого пробоотборника, позволяющего осуществлять оперативный отбор проб в условиях мощных четвертичных отложений сначала по потокам рассеяния, а после по вторичным ореолам.

Магниторазведка с непрерывным режимом измерений, позволяющая получить дополнительную информацию об исследуемом участке и точнее проследить геологические структуры, в частности в верхней части разреза.

Тиллевая съёмка с механическим перфоратором позволяет, проводить отбор проб предположительно, на небольшом удалении от поверхности коренных пород. Позволяет проходить ледниковые отложения мощностью до 15 м (максимальная глубина на территории работ) и имеет значительный объем извлекаемого материала. К недостаткам следует отнести лишь небольшую производительность и невозможность проходки скального грунта.

Все проведённые работы были направлены на поиск коренных месторождений золота в пределах зеленокаменных поясов восточной Финляндии. Опыт, полученный при проведении геологоразведочных работ, по аналогии с Финляндией может быть использован и на территории Карелии, в связи с похожей геологической и ландшафтной обстановкой. Открытие и разработка золоторудных месторождений в Карелии могла бы стать важным шагом в развитии горного комплекса Карелии.

Список литературы.

1. Григорян С.В., Соловов А.П., Кузин М.Ф. Инструкция по геохимическим методам поисков. Министерство Геологии СССР. М: Недра, 1983, 191 с.

2. Зубков Е.С., Михайлов А.Б., Ермолина О.С., Особенности поисков золота в Восточной Финляндии // Материалы всероссийской конференции Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований. М. 2010. ИГЕМ.

3. Sundblad, K., Metallogeny of Gold in the Precambrian of Northern Europe // Economic Geology, 2003. V. 98, pp. 1271–1290.

4. www.gtk.fi Сайт геологической службы Финляндии. 2011.

Общая геология, петрология, геохимия и геохронология

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД САЯНСКОГО КОМПЛЕКСА В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗОНЫ ГЛАВНОГО САЯНСКОГО РАЗЛОМА (МЕЖДУРЕЧЬЕ РЕК ИРКУТ И КИТОЯ)

Базарова Е.П., Савельева В.Б.
Институт земной коры СО РАН, Иркутск, bazarova@crust.irk.ru

Раннепротерозойский саянский интрузивный комплекс выделяется среди магматических образований Присаянского краевого выступа фундамента Сибирской платформы и включает в себя довольно широкий спектр пород от диоритов, гранодиоритов, граносиенитов до биотит-мусковитовых гранитов [3]. Массивы гранитоидов саянского комплекса обычно приурочены к тектоническим границам геологических блоков, в частности, к зоне Главного Саянского разлома.

Нами были исследованы породы саянского комплекса, слагающие сигарообразное тело протяжённостью около 12 км при ширине до 1 км, ориентированное с северо-запада на юго-восток и залегающее в зоне Главного Саянского разлома в междуречье рек Иркут и Китой (верховья рек Б. Бильчир и Шара-Жалга). Массив имеет интрузивные контакты с породами жидойской свиты архея и тектонический контакт по зоне Главного Саянского разлома с породами раннепалеозойского слюдянского кристаллического комплекса.

В составе изученного массива абсолютно преобладают крупнозернистые роговообманково-биотитовые и биотитовые гранодиориты, иногда порфировидные (с вкрапленниками щелочного полевого шпата). В зоне Главного Саянского разлома они сильно динамометаморфизованы вплоть до ультрамилонитов. Главными породообразующими минералами являются кварц, калиевый полевой шпат (обычно микропертитовый), в подчиненных количествах встречается плагиоклаз. Темноцветные минералы представлены биотитом, графитом и ильменитом, вокруг которого часто развиваются каймы титанита. Из вторичных изменений наблюдаются серицитизация плагиоклаза и хлоритизация биотита. Из акцессорных минералов отмечаются апатит и циркон.

Исследованные нами породы образуют ряд от монцонитов и сиенитов до щелочных лейкогранитов, при этом наиболее дифференцированными являются образования первой фазы. Содержание SiO_2 для пород первой фазы изменяется от 53.45 до 73.8 мас.%, для второй фазы – от 68.3 до 79.1 мас.%. Согласно классификации Б.Р. Фроста с соавторами [5], данные гранитоиды относятся преимущественно к железитым образованиям, за исключением пород второй фазы, которые попадают в поле магнезиальных. При этом по соотношению Na_2O+K_2O-CaO – SiO_2 точки составов гранитоидов первой фазы ложатся преимущественно в поле щелочных образований, а точки составов второй фазы занимают поля известково-щелочных и щелочно-известковых. По соотношению K_2O и SiO_2 [8] гранитоиды первой фазы относятся к шошонитовой серии, а точки составов гранитоидов второй фазы занимают преимущественно поле высококалиевой известково-щелочной серии.

Рассматриваемые породы представляют собой метаглиноземитые и перглиноземистые образования: величина индекса Шенда ASI варьирует от 0.85 до 1.22 для первой фазы и от 1.08 до 1.43 для гранитоидов второй фазы.

На диагностической диаграмме Дж. Пирса [6], построенной по соотношению содержний Rb и Y+Nb, точки составов рассматриваемых пород попадают в поле постколлизионных гранитов и частично в поле гранитов вулканических дуг.

Рассмотренные нами сиениты и граниты первой фазы имеют пониженные относительно пород второй фазы содержания SiO_2 и повышенные – петрогенных окислов и редких элементов, кроме Ni, Co и Cr.

Кроме того, для сравнения были использованы результаты анализов пород Шумихинского массива из работы Т.В. Донской с соавторами [1], ранее относимого к саянскому комплексу, и Барбитайского массива саянского комплекса из работы В.И. Левицкого с соавторами [3].

В.И. Левицким с соавторами в составе саянского комплекса выделяются две главные фазы и жильные образования (третья фаза), отнесение которых к саянскому комплексу часто проблематично [3]. Первая фаза представлена амфиболовыми и биотит-амфиболовыми гранодиоритами, сиенитами, кварцевыми диоритами; вторая – биотитовыми, амфибол-биотитовыми и двуслюдяными гранитами; а в жильную фазу объединяются разнообразные лейкократовые гранитоиды, аплиты, пегматоидные граниты и пегматиты. На дискриминационных диаграммах [7] составы гранитоидов саянского комплекса тяготеют к внутриплитным и синколлизионым гранитоидам, что в целом характерно для постколлизионных гранитов [6]; по геохимическим особенностям гранитоиды саянского комплекса сходны с гранитами А-типа. Возраст гранитов был определен U-Pb методом по циркону и составил 1858±20 млн. лет [3].

Выходы гранитоидов Шумихинского массива, возраст которого В.И. Левицким с соавторами [3] был определён как 1871±17 млн. лет, а по новым геохронологическим данным [2] составляет 1861±1 млн. лет (в обоих случаях использовался U-Pb метод по цирконам), располагаются в пределах Шарыжалгайского выступа Присаянского краевого поднятия. Данные граниты прорывают докембрийские образования шарыжалгайской и онотской серий китойского и арбанского комплексов и образуют серию массивов, площадь отдельных из которых достигает 50 км^2. Петротипом шумихинского комплекса является Шумихинский массив, расположенный на водоразделе рек Алагна – Моты [2]. В породах комплекса устанавливаются три интрузивные фазы [3]: первая фаза представлена грубозернистыми массивными и реже порфировидными биотит-амфиболовыми гранодиоритами и граносиенитами; породы второй фазы, образующие жильные и дайковые тела мощностью до 10 м, представлены средне- и мелкозернистыми лейкократовыми гранитоидами с биотитом и амфиболом; а породы третьей фазы – граносиениты, граниты, аплиты и пегматиты - слагают небольшие штокообразные и жильные тела. По химическому составу гранитоиды шумихинского массива отвечают гранодиоритам и гранитам нормального и субщелочного ряда. Для них характерна повышенная общая железистость. В целом же по геохимическим характеристикам гранитоиды комплекса сходны с постколлизионными гранитами, подобными раннепротерозойским посткинематическим гранитам других регионов, а также с протерозойскими гранитами рапакиви [2]. Согласно численному методу классификации гранитоидов С. Агвала [4], гранитоиды шумихинского комплекса могут быть отнесены к постколлизионным образованиям [2]. Составы главных фаз гранитов комплекса соответствуют гранитам А-типа и гранитоидам вулканических и внутриплитных дуг [3].

По сравнению с результатами анализов гранитоидов шумихинского и Барбитайского массива в опробованных нами гранитах наблюдаются повышенные содержания Cr (в 5 – 14 раз), Ba (в породах первой фазы в 2 – 4 раза), Zr (в породах первой фазы в 2 раза), Sr (в породах первой фазы в 2 – 4 раза) и пониженные содержания Nb (в 2 – 3 раза) и Rb (в 2 – 3 раза).

На вариационных диаграммах Харкера можно видеть, что для исследованных нами пород, так же, как и для гранитов Шумихинского и Барбитайского массива, с увеличением содержания SiO_2 снижается концентрация петрогенных окислов, но при нанесении на диаграммы точек составов указанных массивов единого тренда не наблюдается. С увеличением содержания SiO_2 в гранитоидах междуречья Иркута и Китоя увеличиваются концентрации Cr и Th и уменьшаются Sr, Li, Sc, Zn, Zr, Y, V, Co и Ba. При этом в гранитах Шумихинского массива увеличение концентрации SiO_2 сопровождается повышением содержания Rb и Nb, а в Барбитайском массиве – увеличением содержаний Rb и Pb. Гранитоиды шумихинского массива отличаются от пород Барбитайского массива и опробованных нами гранитоидов междуречья Иркута и Китоя повышенными содержаниями Y, Nb и Th, пониженным индексом ASI и концентрациями Na_2O и K_2O.

В целом можно сделать вывод о том, что опробованные нами гранитоиды более сходны с породами Барбитайского массива, чем с гранитоидами Шумихинского массива. При этом сильная дифференцированность, которая наблюдается для первой фазы исследованных нами пород, не свойственна гранитоидам Барбитайского и Шумихинского массива. Различия в содержаниях ряда петрогенных и редких элементов и отличающиеся друг от друга тренды, образованные точками составов гранитоидов на вариационных диаграммах, указывают на различные по составу источники рассматриваемых гранитов, а также, возможно, на разные условия дифференциации.

Список литературы

1. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизионных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология, 2005, т. 13, № 3, с. 253–279.

2. Донская Т.В., Сальникова Е.Б., Скляров Е.В. и др. Раннепротерозойский постколлизионный магматизм южного фланга Сибирского кратона: нвоые геохронологические данные и геодинамические следствия // ДокладыРАН. 2002. Т. 382. №5. С. 663–667.

3. Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З. и др. Посткинематические ранепротерозойские гранитоиды юго-западной части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. №8. С. 717–731.

4. Agrawal S. Discrimination between late-orogenic, post-orogenic and anorogenic granites by major element composition // J.Geology. 1995. V. 103. P. 529–537.

5. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. A Geochemical Classification for Granitic Rocks // J. Petrol., 2001, v. 42, № 11, p. 2033–2048.

6. Pearce J. Sources and setting of granitic rocks // Episodes, 1996. V. 19. № 4. P. 120-125.

7. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretations of granitic rocks // J. Petrol. 1984. V. 25. P. 956-983.

8. Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey //Contrib. Mineral. Petrol., 1976, v. 58, p. 63–81.

К ВОПРОСУ О ГЕОХИМИЧЕСКОЙ РЕКОНСТРУКЦИИ ПРОТОЛИТА ЭКЛОГИТОВ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Березин А.В.
ИГГД РАН, С.-Петербург, berezin-geo@yandex.ru

Известные в СЗ части Беломорского подвижного пояса (БПП) тела эклогитов давно привлекают внимание исследователей [2]. В широко распространенных геодинамических моделях [3] развития БПП они занимают не последнее место. В настоящее время комплексом методов установлен [1] протерозойский возраст (1.8-1.9 млрд. лет) формирования эклогитовой минеральной ассоциации. Возраст протолита варьируется в интервале 2.9-3.1 млрд. лет [1]. Петрологическая и общегеохимическая характеристика пород так же приведена в многочисленных публикациях [3,4]. Как было показано (тезисы Мельника А.Е. в наст. сборнике) на диаграмме AFM, породы образуют тренд в толеитовой области составов от магнезиальных разностей, соответствующих ультрабазитам, до железистых, отвечающих феррогаббро.

Определение геодинамической природы пород и характера протолита основано на использовании мультиэлементных диаграмм и петрогенетических отношений элементов. Однако породы протолита эклогитов были подвергнуты многоактным наложенным процессам в течение их эволюции. Это обстоятельство существенно затрудняет применение геохимических методов для петрологических реконструкций.

В данной работе речь пойдёт о применимости таких построений для эклогитов Салмы (р-н г. Полярные Зори – п. Ёна), методике выбора элементов, отражающим первичную природу, и предполагаемом характере протолита эклогитов Салмы. Исходные аналитические данные были получены метом XRF – для породообразующих элементов и ICP-MS – для редких и редкоземельных элементов.

Для выявления этих факторов, отвечающих наложенным процессам (и отдельно – протолиту), может быть применён метод факторного анализа (в т.ч. метод главных компонент). Нами использовались как метод главных компонент, предполагающий независимость факторов (процессов), так и факторный анализ, предполагающий взаимосвязь факторов, что имеет больший петрологический смысл, поскольку эволюция пород – часто последовательный процесс, этапы которого связаны друг с другом. Отдельно анализировались породообразующие и TE/REE элементы, что позволяет выявить факторы разномасштабных процессов. Главным критериями выделения числа факторов была их «интерпретируемость» и сопоставление с геологическими процессами.

Для породообразующих элементов были выделены 3 фактора, занимающие ~81% от общей дисперсии системы.

Первый фактор (вес 43 %) имеет положительные нагрузки на элементы группы железа вместе с P и Si (табл. 1) и отрицательные – на Mg и K. Принимая во внимание присутствие Mn-содержащего граната в амфиболитах (метагаббро) и биотита в метаультрабазитах, фактор 1 отвечает за разновидности пород в ряду «амфиболит-метаультрабазит». Второй фактор (вес 20 %) имеет положительные нагрузки на Na и Al и отрицательные – на Mg (+Fe, Ti) (табл. 1). Эти особенности хорошо объясняет первичномагматическая дифференциация – от Px-Ol±Ilm, Mgt пород до полевошпатовых разностей. Весьма показательна положительная корреляция факторов 1 и 2 (+0.4), которая показывает, что в процессе метаморфизма происходил привнос K в ультрабазиты и Si, P – в габброиды. Третий фактор (вес 18 %) имеет положительные нагрузки на элементы, входящие в Kfsp, и отрицательные – на элементы, входящие в Grt. В эклогитах отмечается развитие мономинеральных гранатитов (минимальные значения фактора 3) и комплиментарная им калишпатизация, что можно объяснить кислотно–основным метасоматозом.

Фактор 1 (вес 36%) положительно связан с элементами (Ta и Nb, табл. 1), входящими в Rt, Ilm и Mgt и отрицательно – с Cr, Ni и Co, типичными для ультрабазитов. Интерпретация этого фактора такая же как и для первого фактора породообразующих элементов. Фактор 2 (вес 15%) с положительными нагрузками на W и Sc (связан в Px) и отрицательными – на Ba, Sr и другие, входящие в Pl, отражает первичную ассоциацию в породах. По сути этот фактор независимо показал корректность интерпретации второго фактора для породообразующих элементов. Фактор 3 (11%) идентичен третьему фактору для породообразующих и отражает процесс кислотно-основного метасоматоза – калишпатизации и гранатизации (с Ilm). Фактор 4 (9%) с положительными нагрузками Pb, Sb, Ge и др. (См. Табл.1) отражает гидротермальные процессы (относительно низкотемпературные) с образованием сульфидов (галенит, сфалерит) в основных породах. В ультрабазитах этот процесс приводит к образованию апатита (Sc) и Co-содержащих сульфидов. Корреляция факторов 1 и 4 (+0.4) свидетельствует, что тип вторичной минеральной

ассоциации существенно зависит от субстрата. Непосредственно в обнажениях этот фактор фиксируется пятнами агрегатов апатита до 40 см^2 и вероятно связан с пегматитообразованием.

Таблица 1. Факторные нагрузки вычисленные для ассоциации эклогитов Салмы

Фактор	Вес, %	Факторные нагрузки (+ с положительной / - с отрицательной корреляцией)**	Интерпретация (см. текст)
Породообразующие элементы (81%)*			
1	43	+Ti90 Fe84 Mn86 P76 Si39	Разновидности пород
		-Mg63 K41	
2	20	+Na95 Al94	Первичная дифференциация пород
		-Mg74 [Ti, Fe]***	
3	18	+K68 Si63 P49	Кислотно-основной метасоматизм
		-Ca89 [Mn]	
Редкие элементы (71%)			
1	36	+Ta88 Y83 Nb78 Ga77 Hf76 Zr70 Sn58 U48	Разновидности пород
		-Cr77 Ni71 Co66	
2	15	+W60 Sc58	Феннеровский тип дифференциации
		-Ba81 Sr70 Th63 Zn52 Hf43	
3	11	+Rb97 Cs88 U61 Ni58 Cr52 Co48	Кислотно-основной метасоматизм
		-V47 Sc40 Sn38	
4	9	+Pb88 Sb87 Ge78 Th51 Zn50 Nb42	Низкотемпературная минерализация
		-Sc43 [Co]	

Примечание: *- доля объясняемой факторами дисперсии, ** - индекс за элементом-коэффициент корреляции с фактором *100 (r_крит=34), *** - элементы с незначимыми нагрузками, но важные для интерпретации

Таким образом, за первичную природу эклогитов Салмы ответственны фактор 2 для породообразующих и фактор 2 для редких элементов.

Отдельно стоит остановится на редкоземельных элементах, широко применяемых при петрологическом моделировании и определении геодинамической природы протолитов. Проведённые ранее автором исследования, вместе с проведённым в данной работе факторным анализом показывают, что процесс метаморфизма и метасоматизма основных-ультраосновных пород в раме TTG ведёт к увеличению LREE (1 фактор), мобильных в условиях H_2O и CO_2 флюида. Комплементарно зонам увеличения LREE происходит образование гранатитов с концентрированием в них HREE. Второй фактор отражает непосредственно состав источника и его эволюцию.

Покажем с учётом полученных результатов к чему можно прийти, не принимая во внимание вышеприведенные особенности.

В петрологической практике часто используются отношения элементов для проверки моделей смешения. В координатах конечных членов «мантия-кора» точки составов пород образуют тренд, перекрывающий все возможные варианты модели смешения. И, если не учитывать вышеприведенные данные, можно сделать ключевую ошибку, определяя высокие степени контаминации коровым веществом. Хотя такой характер тренда обусловлен метаморфо-метасоматическим перераспределением элементов. Данные Sm-Nd геохронологии также сообщают о весьма незначительном вкладе коровой компоненты (ε=+2-3). Используя REE для метасоматизированных железистых базитов приходим к определению «эклогит-рестит», хотя данные Lu-Hf систематики свидетельствуют о коровой природе (εHf=-14-44!).

Одним из наиболее удобных способов представления системы «минерал-порода» являются диаграммы отношений элементов (диаграммы Пирса – «Pearce Element Ratio», PER) [6].

В общем случае, график отношений элементов соответствует гиперболе, в методе PER, чтобы линеризовать зависимости используется «элемент – деноминатор» (более подробно см. [5]), в нашем случае – Ce.

Суть метода [6] PER сводится к нахождению такой линейной комбинации элементов, соответствующей составляющим породу минералам. Соответственно, если минеральная ассоциация полностью определяет состав породы, то линии минерального контроля, рассчитанные и реальные (составы пород), будут совпадать.

В нашем случае базисный набор минералов (Amp-Qz-Cpx-Grt-Pl) был реальным (микрозонд). Представленная минеральная ассоциация в породах хорошо описывается уравнением, представляющим процесс диафтореза (амфиболизации) эклогита:

$11.17Cpx + 2.54Grt + Pl + 4.30H_2O \rightarrow 4.29Amp + 4.22Qz$.

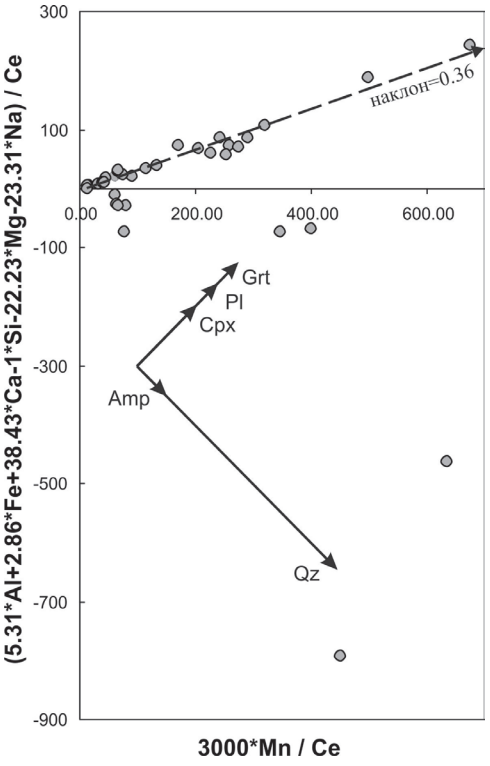


Рис.1 Диаграмма отношений элементов для эклогитов Салмы

На диаграмме (рис. 1) показаны теоретические тренды минерального контроля и точки составов эклогитов Салмы. В общем, составы пород хорошо описываются используемым базисным набором минералов. Некоторая дисперсия в реальных данных связана с неполным базисным набором минералов (например, Kfsp, Rt, Ilm, Ttn, Chl) и непостоянством их состава.

Представленная диаграмма PER (рис. 1) составлена в координатах 3000*Mn/Ce (молекулярные колво, множитель введен для упрощения восприятия) и (5.31*Al+2.86*Fe+38.43*Ca-1*Si-22.23*Mg-23.31*Na)/Ce, который отражает минеральную ассоциацию в породах (см. реакцию выше). Намеренно не использовались Ti, K, биотит и хлорит - в базисе минералов, чтобы показать наиболее общие закономерности. В принятых координатах «первичная» ассоциация Grt-Pl-Cpx соответствует вектору A с наклоном 1 (tg(45º), а «вторичная» Amp-Qz – вектору B с наклоном -1. Точки реальных составов пород (показаны серым цветом на рис. 1) образуют линейный тренд с наклоном +0.36, что соответствует ~ 68 % вкладу «первичной» и ~ 32 % «вторичной» ассоциации, т.е. процессу амфиболизации. Эта степень амфиболизации хорошо согласуется с непосредственным подсчетом в шлифах. Некоторый «разброс» точек тренда, соответствующих вектору B, вероятно связан с непостоянством составов минералов в базисе. Часть точек с отрицательными значениями ординаты, соответствуют амфиболитам и метаультрабазитам с Carb, Chl и Bt.

Основные выводы. Широко используемые методы петрологических построений для определения первичной природы пород приводят к корректным результатам только в случае: 1) неизмененных пород; 2) недифференцированных пород. Это необходимо доказать и петрографически и геохимически. Безосновательные утверждения о подвижности или инертности элементов часто приводят к противоречивым выводам.

Для случая породообразующих оксидов не существует элементов инертных к наложенным процессам, но, учитывая долю дисперсии (25% от совокупности трёх факторов), допустимо использовать эти элементы для целей классификации пород (не петрогенетических построений!). Из-за привноса K на TAS диаграмме сериальность исследуемых пород сдвигается в область более калиевых составов

В большинстве случаев первичная ассоциация включала в себя такие минералы как Px±Ol+Pl+Mgt (Ilm).

Как видно из ассоциаций элементов (табл. 1), наиболее устойчивыми к гидротермально-метасоматическим процессам являются Ta, Y, Ga, Hf, Ba, Sr, Th и субинертными - Nb, Cr, Ni. Именно эти элементы рекомендуется использовать для петрогенетических построений, не забывая, однако, о критерии дифференцированности пород.

REE допустимо использовать при построениях при отсутствии наложенной на породы гранатизации, калишпатизации, сульфидов, карбонатов, скаполита и вторичного апатита.

Обобщая данные по Sm-Nd и Lu-Hf системам приходим к выводу о миграции Lu и неприменимости его для определения характеристик источника.

Отношения La/Sm (0.5-5.0), La/Nb (0.2-5.5), Zr/Hf (30-40) допускают образование пород протолита плавлением (плюм?) океанической коры. Образование габброидов происходило при небольших степенях плавления – отношение Ba/La (4-30), вероятно в безводных условиях.

Состав пород может быть хорошо описан ассоциацией Cpx-Grt-Pl-Amp-Qz, степень амфиболизации эклогитов ~ 32% согласуется с фактически наблюдаемой.

Список литературы

1. Скублов С.Г., Балашов Ю.А., Марин Ю.Б., Березин А.В., Мельник А.Е., Падерин И.П. U-Pb возраст и геохимия цирконов из салминских эклогитов (месторождение Куру-Ваара, Беломорский пояс) // Доклады АН. 2010. Т. 432. № 5. С. 668-675.

2. Судовиков Н.Г. Материалы по геологии юго-западной части Кольского полуострова. Тр.

Ленингр. геол. треста. Л.; М.: Геодезиздат, 1936. В. 10. 33 с.

3. Щипанский А. А., Конилов А. Н., Минц М. В., Докукина К. А., Соколикова С. Ю. Геодинамика формирования ранней континентальной коры в свете открытия архейских эклогитов в беломорском подвижном поясе, Карельский полуостров // Тектоника земной коры и мантии. тектонические закономерности размещения полезных ископаемых Материалы XXXVIII Тектонического совещания, Москва, Геос, 2005, с. 389—392.

4. Щипанский А.А., Конилов А.Н., Минц М.В. и др. Позднеархейские эклогиты Салмы, Беломорский подвижный пояс, Кольский полуостров, Россия: петрогенезис, возраст и значение для геодинамической интерпретации обстановок формирования ранней континентальной коры // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения: Материалы конференции. Петрозаводск. Кар НЦ РАН. 2005. С. 324–327.

5. Nicholls, J. and Gordon, T.M., 1994. Procedures for the calculation of axial ratios on Pearce element-ratio diagrams. Canadian Mineralogist, 32, p. 969-977.

6. Russell, J.K. and Nicholls, J., 1988. Analysis of petrologic hypotheses with Pearce element ratios. Contributions to Mineralogy and Petrology, 99, p. 25-35.

ПИРОКСЕНИТОВЫЕ КСЕНОЛИТЫ ИЗ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ВУЛКАНОВ ШПИЦБЕРГЕНА КАК СВИДЕТЕЛЬСТВО МАГМАТИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ В ПРОЦЕССЕ СПРЕДИНГА НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА.

Боровков Н.В.
ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург, n.v.borovkov@ipgg.ru

Проявления вулканизма на Шпицбергене относятся к юрскому (дайки и силлы долеритов), неогеновому (покровные базальты) и четвертичному возрасту (вулканические постройки, стратовулканы). Вулканиты юрского и неогенового возраста представляют собой толеитовую магму, четвертичные вулканиты представлены щелочными оливиновыми базальтами [10, 11, 12, 13, 15]. Глубинные, мантийные, ксенолиты выносятся только вулканитами четвертичного возраста – щелочными оливиновыми базальтами. Эти вулканические события связывают с зарождением молодого океана, раскрытием Норвежско-Гренландского бассейна, развитием зоны спрединга [1, 10, 12]. Действительно, по геохимическим особенностям юрские и неогеновые вулканиты соответствуют N-MORB. Такие магмы являются результатом эволюции и кристаллизационной дифференциации расплавов, образовавшихся при плавлении верхних слоёв перидотитовой мантии (шпинелевые лерцолиты, плагиоклазовые лерцолиты). Щелочные же оливиновые базальты представляют собой наиболее глубинную магму, образующуюся при плавлении перидотитов гранатовой фации, поэтому они выносят широкий спектр ксенолитов [10, 11, 12, 13, 15]. Щелочно-базальтовый вулканизм характерен для ранних этапов рифтообразования (зарождающихся зон спрединга). Проявления такого вулканизма связывают с изменением оси спрединга. Вероятно, что ось спрединга могла проникнуть в ослабленную зону земной коры Шпицбергена и привести к зарождению вулканизма и активизации грабенообразования. В дальнейшем ось спрединга перешла в более ослабленные зоны коры и заняла современное положение.

Ксенолиты шпинелевых лерцолитов рассматриваются обычно как рестит, образовавшийся при плавлении примитивной мантии, возможно, многоактного и в различной степени. Вероятно, история этапов плавления мантии под Шпицбергеном будет пересекаться с геодинамическими событиями, связанными с раскрытием Норвежско-Гренландского бассейна.

Вопрос о происхождении пироксенитов не только в районе Шпицбергена, но и в других местах проявления щелочно-базальтового вулканизма, является дискуссионным в петрологии. Общепринято, что пироксениты представляют собой либо кумулаты после фракционирования расплавов пикритового или базальтового состава, либо результат полной кристаллизации этих расплавов [1, 14, 15, 16]. Решить проблему образования пироксенитов – значит раскрыть историю эволюции магм в верхней мантии от зарождения до кристаллизационной дифференциации. Можно предполагать, что пироксены Шпицбергена связаны генетически с толеитовым вулканизмом юрского и неогенового возраста. Данные, полученные в результате исследований естественных образцов, запечатлевших историю эволюции магм, будут дополнением к экспериментам в решении задач петрогенезиса.

Пироксениты Шпицбергена представляют собой породу на 85% состоящую из клинопироксена состава высокоглиноземистого авгита. Остальную часть занимают ортопироксен, гранат и шпинель. Значительное количество пироксенитов содержит амфибол в равновесии с клинопироксеном. Широко развито образование мелкозернистых зон перекристаллизации (с плагиоклазом и оливином) вплоть до замещения ими половины объема породы. Данные экспериментов совместно с геохимическими и петрологическими данными позволяют проследить следующие этапы эволюции вещества пироксенитов:

Безамфиболовые пироксениты (а именно вебстериты) по геохимическим особенностям соответствуют пикритовой магме. С ростом содержания амфибола в породе появляются каймы граната вокруг шпинели на границе с клинопироксеном и возрастает количество мелкозернистых зон перекристаллизации. Это приводит к появлению пироксенитов с одновременно повышенным содержанием Al2O3 для основных пород и высоким MgO, а так же к обогащению их легкими РЗЭ, Ta, Nb, Ti по отношению к безамфиболовым. Такие данные не позволяют утверждать[2], что пироксениты – продукт полной кристаллизации пикритовой или базальтовой магмы. Возможно, это верно для части ксенолитов, которые соответствуют по содержанию главных, редких, редкоземельных элементов безамфиболовым пироксенитам. Вероятен также процесс образования кумулатов из высокоглиноземистого авгита и шпинели в пикритах или базальтах при малом количестве остаточного расплава, соответствующего толеиту. Но более вероятным может оказаться процесс, при котором в магмоводе происходит расслоение на твёрдую, сухую силикатную часть и более насыщенную летучими, водой и газами часть. В последней части вполне вероятно равновесие амфибола и клинопироксена.

Эксперименты по плавлению базальтов и пикритов [3, 7, 9] показывают возможность равновесия высокоглиноземистого авгита (который по составу полностью и соответствует таковому в пироксенитах) с остаточным расплавом (20-70%) состава толеита. Это позволяет утверждать, что пироксениты представляют собой авгитовые кумулаты из базальтов, но при незначительной доле остаточного расплава.

Клинопироксены содержат ламели ортопироксена, который образовался в результате распада твердых растворов. Из экспериментальных работ [17] следует, что при застывании расплава основного состава в равновесии находиться клинопироксен авгитового состава с ортопироксеном энстатитового состава, но с высоким содержанием диопсидовой составляющей. При последующем охлаждении происходит распад твёрдых растворов в клинопироксене с образованием ламелей энстатита в авгитовой матрице и в ортопироксене с образованием ламелей авгита в энстатитовой матрице. Термобарометрические расчеты по начальному авгиту (состав рассчитан) и по равновесию с энстатитом (в виде ламелей) подтвердили процесс охлаждения [2]. Так, расчеты по нераспавшемуся авгиту составляют 1100 °С и 20 кбар, а по равновесию авгит-энстатит (вростки) 1000 °С и 17 кбар.

Данные по плавлению самих пироксенитов [4, 5, 6, 7, 8, 10] подтверждают петрологические наблюдения – каймы гранатов вокруг шпинели, мелкозернистые зоны перекристаллизации с плагиоклазом и оливином. По данным этих экспериментов гранат и клинопироксен являются высокотемпературной ассоциацией, которая при понижении температуры и давления переходит в ассоциацию клинопироксен-шпинель-плагиоклаз-оливин. Возможно, расслоение пикритовой или основной магмы в магмоводе на относительно сухую и насыщенную водой и летучими часть приведёт к появлению амфиболсодержащих разновидностей.

Пироксениты представляют собой результат сложной эволюции расплавов основного состава в промежуточных очагах в верхней мантии. Мы наблюдаем сложную историю от процессов застывания этих расплавов, их кристаллизационной дифференциации, образования кумулатов, возможно, расслоения в очагах на твёрдую, жидкую и газообразную фазу, реакцию с вмещающими перидотитами. Необходимы дополнительные изотопные исследования, которые помогут выяснить связаны ли пироксениты с юрским и неогеновым толеитовым вулканизмом, его эволюцией в процессе геодинамической истории Норвежско-Гренландского бассейна. Но экспериментальные данные позволяют считать, что пироксениты возникают в результате сложной эволюции основных магм в промежуточных очагах в верхней мантии.

Для пироксенитов Шпицбергена предлагается следующая схема: образование пикритового или основного расплава в мантии – расслоение этого расплава в магмоводе на относительно сухую (безамфиболовые пироксениты) и относительно водо- и флюидонасыщенную (амфиболсодержащие пироксениты) часть – образование линз пироксенитов, различающихся по составу – постепенное охлаждение пироксенитовых пород (распад твёрдых растворов, исчезновение граната, мелкозернистые зоны перекристаллизации).

Список литературы
1. Amundsen H. E. F., Griffin W. L., O'Reilly Suzanne. The lower crust and upper mantle beneath north western Spitsbergen: evidence from xenoliths and geophysics // Tectonophysics. 1987. V. 139. P. 169-185.
2. Glebovitskii V. A., Nikitina L. P., Goncharov A. G., Borovkov N. V., Sirotkin A., N. Depleted and Enriched Matter in the Upper Mantle of Spitsbergen: Evidance from the Study of Mantle Xenoliths // Doklady Earth Sciences. 2011. Vol. 439. Part 1. pp. 1016-1020.
3. Johnson Kevin T.M. Experimental determination of partition coeffcients for rare earth and high-field-strength elements between clinopyroxene, garnet, and basaltic melt at high pressures. Contrib. Mineral. Petrol. (1998) 133: 60-68.
4. Hirschmann M. M., Ghiorso M. S., L. E. Wasylenki, P. D. Asimow and E. M. Stolper. Calculation of Peridotite Partial melting from Thermodynamic Models of Minerals and Melts. I. Rewiew of Methods and Comparison with Experiments // J. Petrol. 1998. V.39. P. 1091-1115.
5. Hirschmann M. M., Stolper E. M. A possible role for garnet pyroxenites in the origin of the "garnet signature" in MORB// Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 124. P. 185-208.
6. Irving A. J. Geochemical and High Pressure Experimental Studies of Garnet Pyroxenite and Pyroxene Granulite Xenoliths from the Delegate Basaltic Pipes, Australia // J. Petrol. 1974. V. 15. P. 1-40.
7. Keshav Shantanu, Gudfinnsson H, Gudmundur, Gautam Sen, Yingwei Fei High-pressure melting experiments on garnet clinopyroxenite and the alkalic to tholeiitic transition in ocean-island basalts // Earth and Planetary Science Letters 223 (2004) 365– 379.
8. Lambart S., Laporte D., Schiano P. An experimental study of pyroxenite partial melts at 1 and 1,5 GPa: Implications for the major-element composition on Mid-Ocean Ridge Basalts // Earth Planet. Sci. Lett. 2009. V. 288. P. 335-347
9. Putirka K., Johnson M., Kinzler R., Longhi J., Walker D. Thermobarometry of mafic ignous rocks based on clinopyroxene-liquid eqilibria, 0-30 kbar// Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 123. P. 92-108.
10. Shipilov E. V. Generation of Spreading Basins and Stages of Breakdown of Wegeners Pangea in the Geodynamic Evolution of the Artic Ocean // Geotectonics. 2008. Vol. 42. №2. pp. 32-54.
11. Shipilov E. V. and Koriyakin Yu. V. New Data on Basaltoid Magmatism of Western Spitsbergen // Doklady Earth Science. 2010. Vol. 430. Part. 2. pp. 252-257.
12. Sushchevskaya N. M., Evdokimov A. N., Belyatsky B. V., Maslov V. A. and Kuz'min D. V. Conditions of Quaternary Magmatism at Spitsbergen Island // Geochemistry International. 2008. Vol. 46. No 1. pp. 1-16.
13. Sushchevskaya N. M., Korago E. A., Belyatsky B.V., Sirotkin A. N. Geochemistry of Neogene Magmatism of Spitsbergen Island // Geochemistry International. 2009. Vol. 47. No 10. pp. 966-978.
14. Wilkinson J. F. G. Some ultracalcic clinopyroxenites from Salt Lake Crater, Oahu, and their petrogenetic significance // Contrib. Mineral. Petrol. 1976. V. 58(2). P. 181-201.
15. Евдокимов А. Н. Вулканы Шпицбергена. СПб: ВНИИОкеангеология. 2000. 123С.
16. 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.
17. Lindsley H. Donald and Dixon A. Selena. Diopside-Enstatite Equilibria at 850° to 1400°C, 5 to 35 KB // Am. Journal of Science. Vol. 276. December 1976. P/ 1285-1301.

CU-NI СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ МАССИВА ПЕСЧАНООЗЕРСКИЙ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Габов Д.А., Корчагин А.У.
ГИ КНЦ РАН, Апатиты, gabov_da@mail.ru

Базит-гипербазитовый Песчаноозерский массив расположен в юго-восточной части Кольского полуострова, в южном обрамлении Имандра-Варзугской палеорифтогенной структуры, в зоне Колмозеро-Стрельнинского разлома северо-западного простирания. В плане массив имеет форму близкую к округлой, приблизительный размер 10х7 км и площадь около 55 км^2 (рис.1). В рельефе массив практически не выражен, обнажен кране слабо, только в северо-западной и северной его частях имеются глыбовые развалы и небольшие коренные выходы. Остальная часть массива полностью перекрыта обводнёнными четвертичными отложениями (болотами).

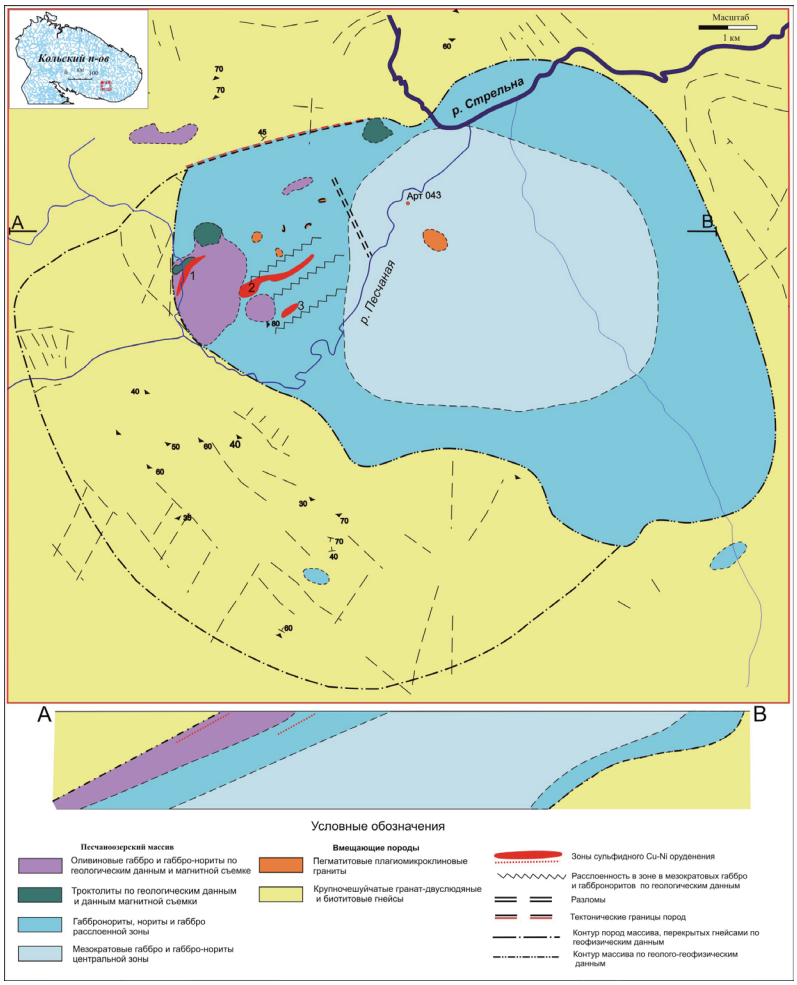


Рис. 1. Геологическая карта и схематический разрез массива Песчаноозерский составленная Семеновым В.В. [3] с дополнениями и изменениями авторов, оцифрована Чернявским А.В.

Вмещающими для массива являются архейские гранитогнейсы и гнейсы. Характер гравитационного и магнитного полей массива указывает на его относительно пологое (30-40°) склонение в юго-западном направлении (рис.1). Массив является дифференцированным, его центральная часть сложена монотонными толщами средне- и крупнозернистых мезократовых габброноритов, норитов и габбро, а также их изменёнными разностями. Средняя часть массива расслоена и сложена интенсивно чередующимися меланократовыми габброноритами, габбро, габброноритами. Здесь в значительной мере проявлены автометаморфические изменения, особенно вблизи рудных тел. Краевая часть сложена оливиновыми габброноритами, норитами и троктолитами. В небольших выходах встречаются плагиовебстериты и существенно амфиболовые породы.

Хотя массив известен давно, история его изучения весьма небогата. Первые полноценные данные о его строении были получены геологами ЦКЭ в ходе работ по геологическому изучению площадей [3]. Ими была выполнена гравиметрическая, магнитная и геологическая съёмка по трём профилям, была обнаружена убогая сульфидная минерализация, но содержания Cu и Ni в пробах едва превышали фоновые значения, на этом основании массив сочли бесперспективным.

В 2004 г. массив посетил отряд Геологического института КНЦ РАН под руководством Карпова С.М. Целью работ было определение формационной принадлежности массива, его возраста и перспектив на Cu, Ni и ЭПГ, для этого были отобраны геохимические и геохронологические пробы. К сожалению, изотопно-геохимические исследования дали неоднозначные результаты. U-Pb возраст цирконов оказался равен 1931±6 млн. лет, а данные Sm-Nd датирования показали возраст 2492±59 млн. лет. Значимых содержаний рудных элементов в пробах обнаружено не было.

Последние, наиболее интересные результаты были получены в 2008 и 2009г. совместно сотрудниками ГИ КНЦ РАН и ОАО «Пана». Были проведены магнитная (по сети 100х10м) и геологическая съёмка, а также поисковые работы на Cu, Ni и ЭПГ. Работы проводились к западу от реки Песчаная на участке приблизительно в 20% от площади массива. Главным результатом работы стало обнаружение в пределах расслоенной и краевой частей массива трех зон сульфидной минерализации со значимыми содержаниями Ni и Cu. Протяжённость рудных зон варьирует от 300 до 1700 м при мощностях 20-50 м, содержание сульфидов в них от 0,5 до 5-10%. Все три зоны простираются в северо-восточном направлении субпараллельно северному контакту массива и зоне распространения высокомагнитных (оливинсодержащих) пород.

Первая, самая западная, рудная зона расположена в краевой части массива и приурочена к юго-восточному контакту троктолитов. Ее предполагаемая протяжённость 1000 м при средней мощности 30 м. Максимальные содержания полезных компонентов по данным бороздового опробования составляют Cu до 0,09 мас.% и Ni до 0,24 мас.%, в среднем 0,07 и 0,18 мас.% соответственно. Соотношение Ni/Cu варьирует в пределах 2-3 (рис.2). Морфологически оруденение

представляет собой тонкую сульфидную интерстициальную вкрапленность равномерно распределённую в породе. Размер сульфидных вкрапленников варьирует от тысячных долей до 1-2 мм. Рудовмещающей породой являются мелкозернистый габбронорит.

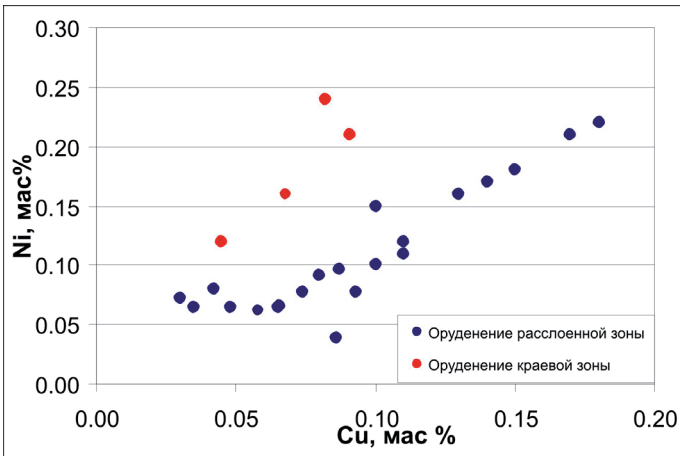


Рис.2 Содержания Ni и Cu в рудных зонах массива Песчаноозерский (24 пробы)

Вторая и третья рудные зоны расположены в расслоенной части массива. Их приблизительная протяжённость 1700 м и 300 м при средней мощности 50 м и 20 м соответственно. Характер оруденения в этих двух зонах весьма схож между собой. Максимальные содержания полезных компонентов по данным бороздового опробования составляют Cu до 0,18 мас.% и Ni до 0,22 мас.%, средние 0,09 и 0,10 мас.% соответственно. Отношение Ni/Cu во всех рудных пробах второй и третьей рудной зоны близко к 1 (рис.2). Морфологически оруденение расслоенной зоны представляет собой гнездовую и интерстициальную вкрапленность с размером сульфидных гнёзд до 3 см. Вмещающими оруденение породами являются неравномерно-зернистые габбронориты и нориты.

Состав сульфидной минерализации не отличается разнообразием, основными минералами в порядке распространённости являются - пирротин (моноклинный, гексагональный), пентландит и халькопирит. В зависимости от степени наложенных изменений появляются пирит, виоларит, марказит и пр. В составе сульфидной минерализации первой, краевой, рудной зоны повсеместно присутствуют характерные срастания троилита и гексагонального низконикелистого пирротина, представляющих собой структуру распада твердого раствора (Mss), свидетельствующих о первично-магматической природе оруденения [1]. Напротив, состав сульфидной минерализации второй и третьей рудных зон свидетельствует об их позднемагматическом происхождении. Здесь в значительном количестве присутствуют поздние и вторичные сульфидные и оксидные минералы, увеличивается доля халькопирита относительно пентландита, а в пирротине отсутствуют включения троилита.

В заключение, следует отметить, что по нашему мнению, Песчаноозерский массив является очень перспективным объектом для дальнейших поисковых и разведочных работ, направленных на выявление в его пределах промышленно-значимого Cu-Ni оруденения. Крайне слабая обнажённость массива подразумевает, что получение дальнейшей информации о геологическом строении возможно только с применением бурения (как основного метода поисков) и различных геофизических работ, в том числе детальной магниторазведки. По нашему мнению аналогом сульфидного Cu-Ni оруденения массива Песчаноозерский могут быть руды месторождения Вайсис Бэй (Канада), весьма схожего по составу оруденения и характеру вмещающих пород [2].

Список литературы

1. Дистлер В.В., Гороховская Т.Л. Евстигнеева Т.Л., Служеникин С.Ф., Филимонова А.А., Дюжиков О.А., Лапутина И.П. Петрология сульфидного магматического рудообразования// Москва, «Наука»,1988, 232 с.

2. Налдред А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометальных руд. Санкт-Петербург, Изд. СПбГУ, 2003,487 с.

3. Семенов В.В. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые верховьев рек Стрельна, Чапома, Пулонга. Отчет Восточно-Кольской партии о результатах поисково-съемочных работ м-ба 1:50000. Мончегорск, 1988.

КИНЕМАТИКА ДВИЖЕНИЙ И ВЕЛИЧИНА ДЕФОРМАЦИИ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОРОДАХ СЕРПОВИДНОЙ СТРУКТУРЫ (КЕЙВСКИЙ ТЕРРЕЙН, СЕВЕРО-ВОСТОК БАЛТИЙСКОГО ЩИТА)

[1]Горбунов И.А., [2]Мудрук С.В., [2]Балаганский В.В.
[1]АФ МГТУ, Апатиты, gorbunov51@yandex.ru
[2]ГИ КНЦ РАН, Апатиты; mudruksergey@mail.ru

Введение. Палеопротерозойская Серповидная структура расположена в западной части Кейвского парасланцевого пояса и имеет на современном эрозионном срезе размеры 8 × 2 км. Ранее данная структура рассматривалась как простая синклиналь с глубиной погружения киля менее 500 м [3]. Позднее было показано, что её южное крыло срезано надвигом при движении с севера на юг [2]. В работе [5] было высказано мнение, что палеопротерозойские породы и обрамляющие их архейские сланцы сильно деформированы и вся структура в целом представляет собой коллаж тектонических линз и пластин. Исследованиями ГИ КНЦ РАН, проведёнными в 2006–2010 гг., было установлено, что Серповидная складчатая структура имеет колчановидную морфологию, и длина всего «колчана» палеопротерозойских пород составляет не менее 5 км [1]. Колчановидные складки характерны для зон интенсивных сдвиговых деформаций и являются индикаторами значительных тектонических перемещений [7].

Объекты, задача и методы исследования. Изучены палеопротерозойские породы Серповидной структуры и обрамляющие их архейские кейвские парасланцы. Основными задачами работ являются: выявление особенностей строения Серповидной структуры путём детальной геологической и магнитной съёмки, установление характера деформации пород, количественная оценка величины деформации и реконструкция кинематики тектонических движений. Были изучены образцы и шлифы, выпиленные параллельно линейности и перпендикулярно сланцеватости, т.е. параллельно плоскости XZ эллипсоида конечной деформации [9].

Величина деформации. По результатам детальной магнитной съёмки установлено, что южное крыло является не срезанным, а сильно пережатым (рис. 1). По магнитным данным, толща базальтовых метапорфиритов (маркирующий горизонт структуры) была непрерывно прослежена вдоль южной границы Серповидной структуры от западного замыкания до середины структуры, при этом ее видимая мощность сократилась с ~600 м в северном крыле до ~15 м в южном (примерно в 40 раз). Соответствие узкой магнитной аномалии пережатой толще метабазальтов было заверено геологическими наблюдениями. Видимая мощность карбонатно-сланцевой толщи (северная толща в работе [1]) сократилась с ~1 км в северном крыле до ~20 м в южном (примерно в 50 раз).

Столь существенное изменение видимой мощности пород на разных крыльях структуры объясняется разной величиной деформации. Породы северного крыла не несут в себе признаков значительных деформаций, тогда как породы южного крыла сильно деформированы, рассланцованы и линеализированы. Ранее породы маркирующей толщи метабазальтов южного крыла интерпретировались как отдельный слой амфиболитов [2]. В базальтовых метапорфиритах северного крыла хорошо сохранились миндалины эпидот-кальцитового состава, к которым приурочены проявления самородной меди. На южном крыле метабазальты сильно «перетёрты» и имеют тонкозернистую структуру с эпидот-кальцитовыми прожилками, которые представляют собой сильно вытянутые и раздавленные миндалины. В деформированных миндалинах также была выявлена медная минерализация (рис. 2А).

Недеформированные миндалины имеют форму, близкую к изометричной (рис. 2Б). При наблюдаемой большой степени деформации (рис. 2А) ошибка расчёта величины деформации по расплющенным и растянутым миндалинам, для которых принимается первоначально изометричная форма, становиться незначительной. Это позволило нам рассчитать отношения осей эллипсоида конечной деформации R_{XZ}, R_{YZ} и R_{XY} [10]. В рассланцованных метабазальтах южного крыла, находящихся в 10–15 м от границы с кейвскими парасланцами величина R_{XZ} составляет 25.4, а на расстоянии ~100 м к северу – 13.3. В последнем случае величина *k*, определяемая как $(R_{XY} – 1)/(R_{YZ} – 1)$, равна 2.1, и на диаграмме Флинна (*Flinn graph* [10]) фигуративная точка эллипсоида деформации попадает в поле видимого удлинения за счёт пережима (*apparent constriction field*).

Согласно [10], колчановидными называют складки, у которых величина искривления шарнира равна 90 или более градусов (угол между максимально искривленными частями шарнира менее 90°). Колчановидные складки образуются при величине простого сдвига $\gamma > 10$ [8]. При $\gamma = 10$ величина R_{XZ} составляет 101.5. Максимальной в нашем случае величине $R_{XZ} = 25.4$ соответствует $\gamma \approx 5$. По данным в [8], при такой величине деформации возникают складки с уже достаточно сильно искривленными шарнирами, при этом величина угла искривления близка 90°.

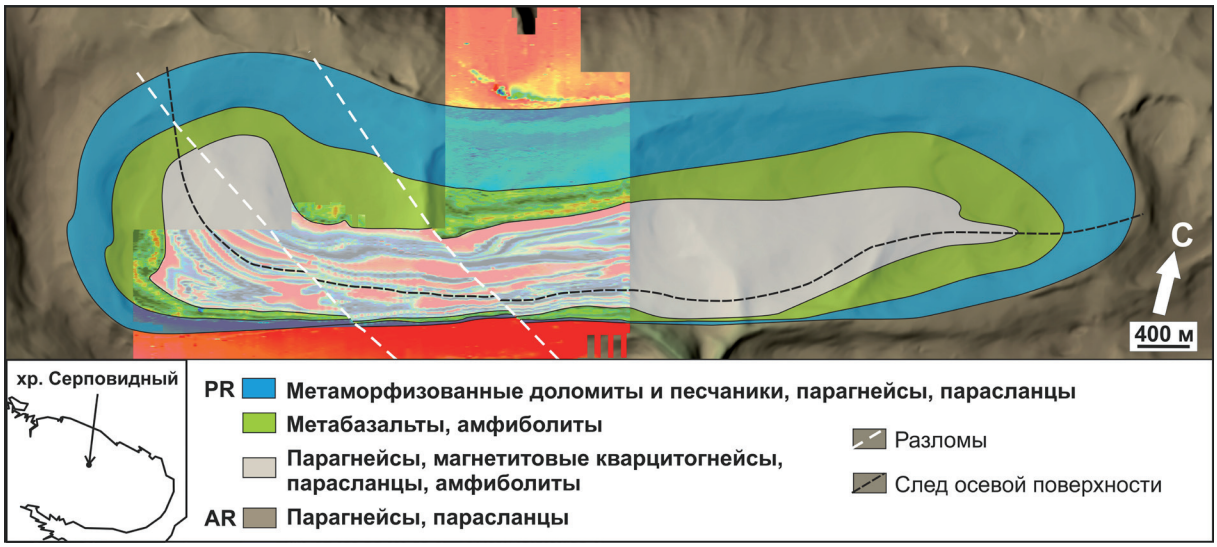


Рис. 1. Геологическая карта района хребта Серповидного с наложенной на неё картой локальных магнитных аномалий. Основа карты – цифровая модель рельефа.

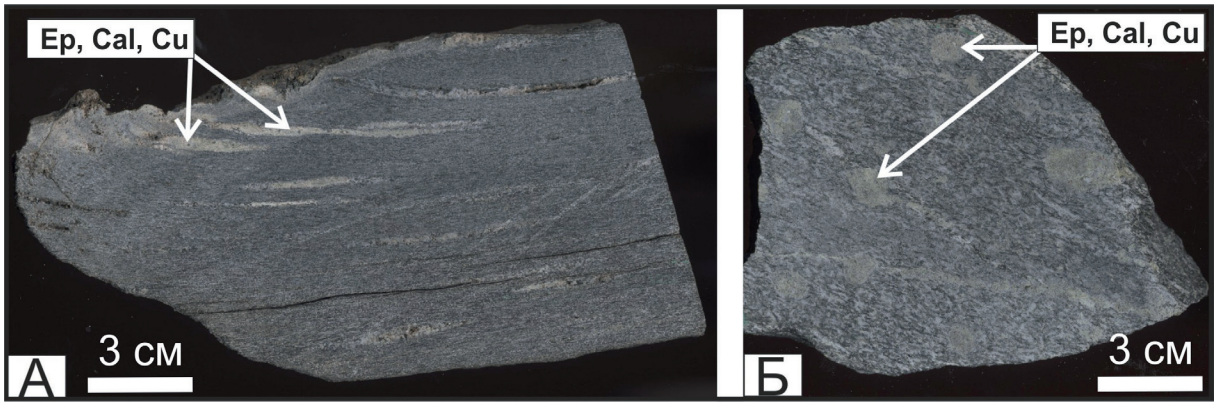


Рис. 2. Миндалекаменные метабазальты с миндалинами эпидот-кальцитового состава с вкрапленностью самородной меди (А – сильно рассланцованный метабазальт (амфиболит) из южного крыла структуры; Б – недеформированный метабазальт из северного крыла структуры).

Рис. 3. Мелкие колчановидные складки с отпрепарированными эрозией криволинейными шарнирами в кианитовых парасланцах пачки Б (номенклатура пачек по работе [3]) в районе горы Колокольная; яркая линейность по кианиту погружается к югу под крутыми углами параллельно оси «колчанов». Высота обнажения ~3 м.

На эрозионном срезе породы карбонатно-сланцевой толщи образуют овал, размер длинной оси которого составляет ~8 км. Длина оси "колчана", измеряемая между точкой максимального перегиба этой толщи на глубине и центром овала на поверхности, равна ~5 км. При этих параметрах угол искривления шарнира оказывается близким 90°. Полученная оценка соответствует максимальной величине угла искривления шарниров мелких колчановидных складок, которые наблюдались в обнажениях (рис. 3), что позволяет считать её близкой к истинной.

Кинематика движений. Во многих ориентированных образцах и шлифах были обнаружены структуры с моноклинной симметрией. Это различные *C-S* структуры, σ-структуры и т.п., которые, согласно [9, 10] являются индикаторами направления тектонических движений. Первые результаты изучения этих индикаторов показали, что в палеопротерозойских породах хр. Серповидного наблюдаются структуры трёх этапов тектонических движений [4]. Самые ранние движения происходили с юга на север, затем они сменились движениями с севера на юг. Условия метаморфизма этих двух этапов деформации отвечали амфиболитовой фации. Самые поздние движения осуществлялись в направлении с юга на север при снижении степени метаморфизма до зеленосланцевой фации, о чем свидетельствует участие в строении кинематических индикаторов хлорита. В настоящее время нами получены новые данные о кинематике движений не только в палеопротерозойских породах Серповидной структуры, но и в обрамляющих её кейвских парасланцах, а также в парасланцах Больших Кейв (район Большой Ров–Ягельурта–Шуурурта–Колокольная). Оказалось, что и в Серповидной структуре, и в кейвских парасланцах преобладающими являются движения с юга на север. При этом в строении кинематических индикаторов одним из главных минералов является кианит. Косое положение кианита относительно плоскостей рассланцевания и первичной слоистости, обуславливающее моноклинную симметрию породы, ранее было описано в работе [3].

Обсуждение и выводы. Для того, чтобы объяснить значительное превышение мощности слоёв пород в северном крыле по сравнению с южным, геологам приходилось прибегать к осложняющей мелкой складчатости на северном крыле [3] или к взбросо-надвигу на южном крыле [2]. Наши исследования показали, что южное крыло структуры было сильно пережато при образовании колчановидной складки в процессе сдвиговых деформаций в подошве шарьяжной пластины. В результате установлено точное положение осевой поверхности в западной части изоклинальной колчановидной складки, в которую смяты палеопротерозойские породы района хр. Серповидный.

Кинематические исследования в пределах Серповидной структуры и Кейвского парасланцевого пояса в целом фиксируют тектонические движения в направлении преимущественно с юга на север. Таким образом, подтверждено предположение о том, что Серповидная структура является останцом эродированной шарьяжной пластины, выдвинутой к северу из палеопротерозойского рифта Имандра-Варзуга [6]. Движения с севера на юг, по всей видимости, следует связывать с давно известным надвиганием с севера на Кейвский террейн Мурманского кратона, однако для подтверждения этого вывода необходимы структурные данные по зоне непосредственного сочленения этих двух тектонических единиц. Первые данные по количественной оценке отношений осей эллипсоида конечной деформации в пределах Серповидной структуры указывают на то, что степень деформации пород увеличивается по направлению от северного её крыла к южному, т.е. сверху вниз по направлению к подошве надвиговой пластины. Это согласуется с имеющимися данными о строении складчато-надвиговых поясов [10]. Работы в этих направлениях продолжаются.

Благодарности. Работа финансировалась РФФИ (грант 09–05–00160а). Магнитная съёмка проводилась под руководством А.Б. Раевского.

Список литературы

1. Балаганский В.В., Раевский А.Б., Мудрук С.В. Нижний докембрий Кейвского террейна, северо-восток Балтийского щита: стратиграфический разрез или коллаж тектонических пластин? // Геотектоника. 2011. N 2. С. 32–48.

2. Белолипецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А. и др. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 238 с.

3. Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.–Л.: Изд. АН СССР, 1963. 322 с.

4. Горбунов И.А., Балаганский В.В. Кинематические индикаторы тектонических движений в метаморфических породах Кейвского террейна, северо-восток Балтийского щита // Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии. Мат-лы XXI молодежн. науч. конф. памяти К.О. Кратца, Санкт-Петербург, 18–25 окт. 2010 г. СПб.: ИГГД РАН–РФФИ–СКАРН–ФРОГ. 2010. С. 6–10.

5. Милановский А.Е. Структурное положение и история формирования карельских образований хребта Серповидного // Геология докембрия Кольского полуострова. Апатиты: КФ АН СССР, 1984. С. 102–112.

6. Негруца В.З., Негруца Т.Ф. Литогенетические основы палеодинамических реконструкций нижнего докембрия: восточная часть Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН. 2007. 281 с.
7. Alsop G.I., Holdsworth R.E., McCaffrey K.J.W. Scale invariant sheath folds in salt, sediments and shear zones // Journal of Structural Geology. 2007. Vol. 29. 1585–1604.
8. Cobbold P.R., Quinquis H. Development of sheath folds in shear regimes // Journal of Structural Geology. 1980. Vol. 2. N 2. P. 119–126.
9. Hanmer S., Passchier C. Shear sense indicators: a review. Geol. Surv. Can. Paper 90–17, 1991. 72 p.
10. Ramsay J.G., Huber M.I. The techniques of modern structural geology. Vol. 2. Folds and Fractures. London: Academic Press, 1987. P. 309–700.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОСНОВНЫХ ПОРОД ПЛАТИНОНОСНОГО МАССИВА ВУРЭЧУАЙВЕНЧ (МОНЧЕГОРСКИЙ КОМПЛЕКС, КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)

Гребнев Р.А.
ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, gromaleks@bk.ru

Мончегорский комплекс (МРК) (2.5 млрд. л.) находится почти в центре Кольского региона, в 130 км южнее г. Мурманска. Он относится к раннепротерозойской перидотит-пироксенит-габброноритовой формации. Массив Вурэчуайвенч (МВ) (2497 ± 21 млн. л. [3]) расположен в зоне юго-восточного контакта МРК с раннепротерозойской палеорифтовой структурой Имандра-Варзуга. В настоящее время большинство исследователей рассматривает МВ, сложенный преимущественно метагаббронoритами, как верхнюю, наиболее лейкократовую часть разреза массива Нюд-Поаз.

Несмотря на высокую степень геологической изученности МВ, в целом, ряд проблем нуждается в исследовании. На данный момент наиболее дискуссионными остаются следующие вопросы: Является ли МВ самостоятельным массивом, сформированным внутри автономной магматической камеры, или МВ представляет собой верхнюю, наиболее лейкократовую часть разреза массива Нюд-Поаз, примыкающего к нему с северо-запада? Является ли МВ однофазным образованием или он сформирован в результате нескольких магматических импульсов? И является ли платинометалльный риф МВ продуктом самостоятельной рудоносной магматической фазы или он – закономерный член расслоенной серии пород?

Ранее анализ распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в породах из различных частей МРК был проведён В.Ф. Смолькиным [3]. Автором проведено более детальное исследование спектров распределения РЗЭ в породах нижней, средней и верхней частей МВ, а также некоторых разновидностей пород из юго-западной части массива Нюд-Поаз (рис. 1).

Рис. 1а демонстрирует нормированные спектры распределения РЗЭ в норитах средней части массива Нюд-Поаз и в габброноритах приподошвенной части МВ.

Суммарное содержание РЗЭ для трёх образцов норитов Нюда варьирует в узких пределах от 9.6 до 10.3 ppm. Нормированные спектры распределения показывают обогащение легкими РЗЭ и отчетливо выраженную положительную европиевую аномалию, связанную с фракционированием плагиоклаза. Образцы 5 и 6 отобраны из скальных выходов метагаббронoритов в приподошвенной части МВ. Суммарное содержание РЗЭ в данных породах несколько выше по сравнению с норитами Нюда и составляет от 15.4 до 17.5 ppm. Характер нормированного распределения РЗЭ в целом сходен с таковым для норитов Нюда, европиевый максимум выражен немного слабее.

Образцы 4 и 7 отобраны из зоны развития мелких габбропегматитовых тел, залегающих среди среднезернистых метагаббронoритов. Локальный участок развития габбропегматитовых тел наблюдается в скальных обнажениях в 10-15 м выше по разрезу от предполагаемой подошвы МВ. Как показывает рис. 1а, габбропегматит (обр. 4) обогащен РЗЭ, суммарное содержание которых в этом образце достигает 73.4 ppm. Это указывает на образование габбропегматита вследствие отжима интеркумулусной жидкости, обогащенной несовместимыми элементами. Вмещающий метагаббронорит (обр. 7) обеднен РЗЭ, их суммарное содержание в нем равно 9.3 ppm, что существенно меньше по сравнению с другими образцами из приподошвенной части МВ.

На рис.1б изображены нормированные спектры распределения РЗЭ в породах средней части разреза МВ. Средняя часть разреза МВ была изучена автором в пределах детального участка,

где она представлена массивными, интенсивно изменёнными среднезернистыми габброноритами. В породах участка наблюдаются признаки слабо выраженной магматической расслоенности. На данной площади присутствуют редкие зоны изменённых габброноритов с неравномернозернистой (такситовой) текстурой.

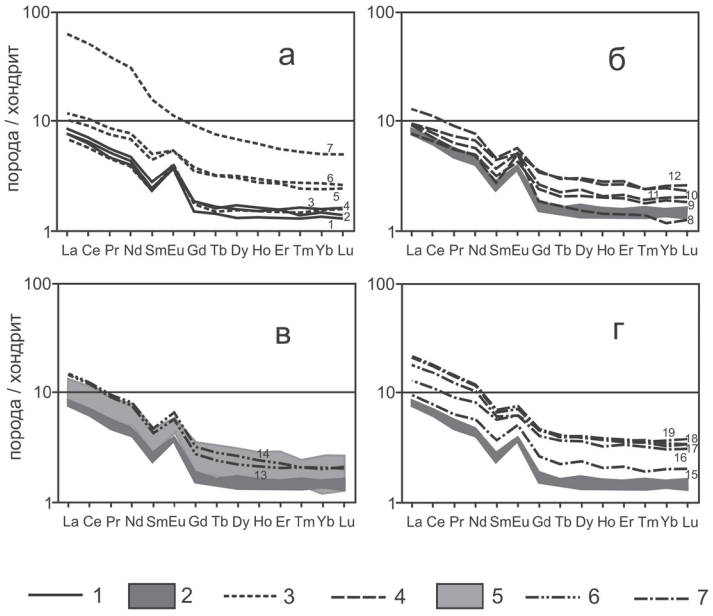


Рис. 1. Нормализованное к хондриту распределение РЗЭ в породах массивов Вурэчуайвенч (а – г) и Нюд-Поаз (а). Условные обозначения: 1, 2 – породы юго-западной части массива Нюд-Поаз; 3 – породы приподошвенной части массива Вурэчуайвенч; 4, 5 – породы средней части разреза массива Вурэчуайвенч; 6 – породы платиноносного рифа массива Вурэчуайвенч; 7 – породы верхней части разреза массива Вурэчуайвенч. Номера кривых соответствуют номерам образцов в таблице 1. Нормализующие факторы [5].

1-3 – мезократовые среднезернистые нориты, энстатит-плагиоклазовые кумулаты; 4-6 – мезократовые среднезернистые габбронориты, амфиболизированные и соссюритизированные; 7 – габбропегматит плагиоклаз-амфибол-кварцевого состава; 8, 10 – среднезернистые лейко-, мезократовые габбронориты амфиболизированные и соссюритизированные, плагиоклазовые кумулаты; 9, 11, 12 – мелкозернистые мезократовые габбронориты амфиболизированные и соссюритизированные, преимущественно авгит-энстатит-плагиоклазовые кумулаты; 13 – мезократовый мелкозернистый габбронорит, амфиболизированный и соссюритизированный, с сульфидной и платинометальной минерализацией; 14 – лейкократовый мелко- среднезернистый габбронорит, амфиболизированный и соссюритизированный, с сульфидной и платинометальной минерализацией; 15 – лейкократовое крупнозернистое метагаббро, амфиболизированное и соссюритизированное; 16 – мезократовый крупнозернистый габбронорит, амфиболизированный и соссюритизированный с редкой сульфидной вкрапленностью; 17-19 – мезократовые мелкозернистые габбронориты, амфиболизированные и соссюритизированные.

Ранее [2] отмечалось, что в юго-западной части МВ наблюдается двухъярусное строение расслоенной интрузии. Верхняя, более неоднородная часть разреза, включающая линзы метаанортозитов и метаноритов среди преобладающих метагабброноритов, содержит линзовидные тела с сульфидным и платинометальным оруденением. В нижней монотонной габброноритовой части разреза сульфидное и платинометальное оруденение не обнаружено. Имело место мнение, что верхняя и нижняя части интрузии представляют собой продукты двух магматических импульсов, второй из которых был рудоносным. При более детальном изучении геохимических данных, в дополнении с минералогическим исследованием, мы пришли к выводу, что образование массива происходило все же в пределах одной камеры без дополнительного привноса магмы, и расслоенность в верхней части тела массива есть результат фракционированной кристаллизации.

Суммарное содержание РЗЭ в породах средней части разреза составляет от 11.2 до 17.8 ppm. Разброс этих значений несколько больше, по сравнению с нижней его частью, что является отражением магматической расслоенности, проявленной в породах. Нормированные спектры распределения РЗЭ аналогичны описанным выше. Европиевый максимум наиболее ярко выражен в лейкократовом метагаббонорите.

Нормированные спектры распределения РЗЭ в образцах мезократового мелкозернистого габбронорита (13) и лейкократового мелко-, среднезернистого габбронорита (14) с сульфидной и платинометальной минерализацией, отобранных непосредственно из взрывной канавы, вскрывающей рудное тело, показаны на рис. 1в. По данным [1] зона такситовых пород подстилает рудоносный горизонт МВ, это также было отмечено автором при изучении скважин. В общем стратиграфическом разрезе МВ рудный горизонт располагается выше зоны такситовых габброноритов и ниже зоны развития крупных линз метаанортозитов. Сумма РЗЭ в породах с платинометальным оруденением составляет 18.0 – 18.8 ppm.

На рис. 1г представлены нормированные спектры распределения РЗЭ в породах верхней части разреза МВ. Пробы были отобраны из коренных обнажений и взрывных канав. МВ в

верхней части разреза сложен метагаббронoритами, среди которых залегают мощные (до нескольких метров) линзовидные тела метаанортозитов. Суммарное содержание РЗЭ в метагаббронoритах и метаанортозитах верхней части разреза МВ существенно выше, по сравнению с нижележащими породами и колеблется от 18,7 до 27,6 ppm. При этом характер спектров распределения РЗЭ остался постоянным.

Анализ данных по содержанию РЗЭ и характера нормированных спектров их распределения в породах МВ показал, что от подошвы массива к его кровле суммарное содержание РЗЭ закономерно нарастает. Общий рисунок нормированных спектров распределения РЗЭ сохраняется по всему разрезу МВ и повторяет таковой для пород Нюда. Это свидетельствует о том, что родоначальный для МВ и массива Нюд-Поаз магматический расплав поступал из единого промежуточного очага. Заполнение общей камеры массивов Нюд-Поаз и Вурэчуайвенч характеризовалось образованием закономерной магматической расслоенности, что в свою очередь привело к распределению РЗЭ, а именно, здесь наблюдается постепенное слабое нарастание общего содержания РЗЭ при сохранении относительных количеств отдельных элементов. Наблюдается прямая связь между суммарным количеством РЗЭ и положением данного образца в общем разрезе массива. Данная связь более значима, чем связь между содержанием РЗЭ и минеральным составом породы.

На рис. 2 изображена геологическая колонка скважины 1883 с распределением главных петрогенных компонентов. Здесь мы наблюдаем изменение номера плагиоклаза от подошвы к кровле – при незначительной вариации состава плагиоклаза происходит уменьшение его номера, что характерно для расслоенных интрузивов и говорит нам об эволюции расплава при фракционной кристаллизации. Причем, в образцах из рудного горизонта или из лейкократовых разновидностей не происходит значительных вариаций анортитовой составляющей. Так же в пределах массива происходит увеличение общей железистости и уменьшение магнезиальности по разрезу в направлении к кровле, что коррелирует с общими представлениями о расслоенных интрузивах. Значения в пределах рудного горизонта также не выбиваются из ряда. В целом, картина, которую мы наблюдаем на графиках, подтверждает идею, высказанную при анализе РЗЭ.

Геологические данные в целом указывают на то, что МВ и платинометальный риф в его составе сформировались при кристаллизации в условиях магматической дифференциации, с обогащением вышележащих слоёв несовместимыми элементами.

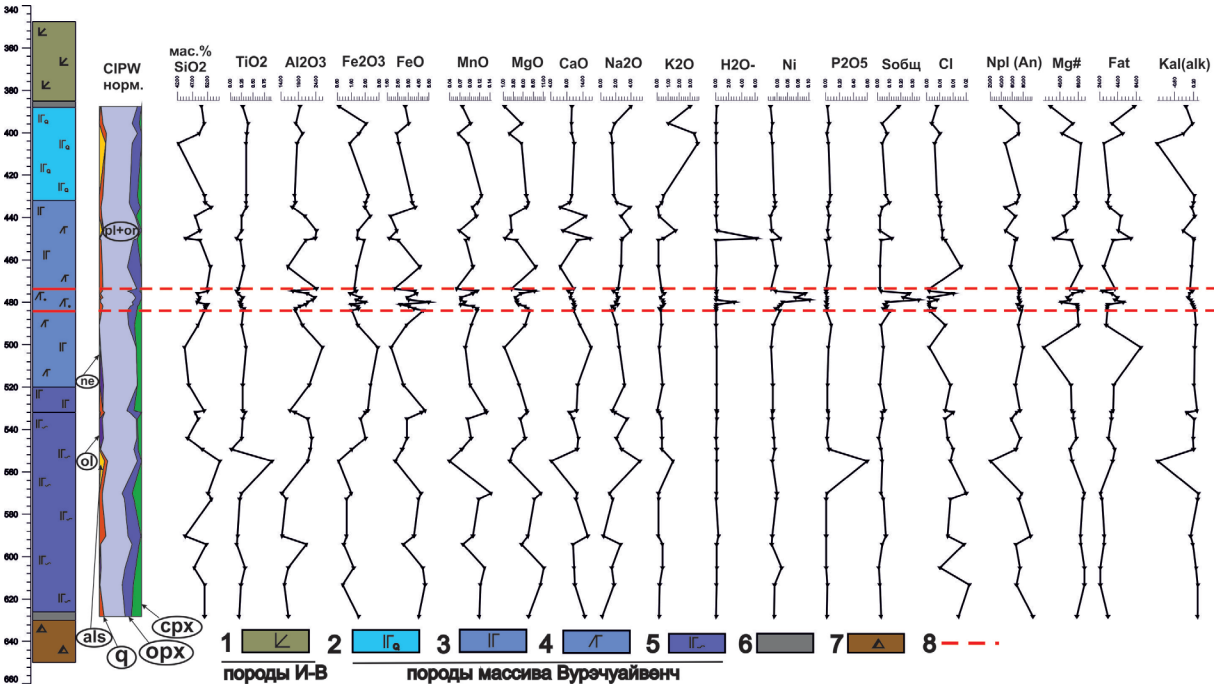


Рис. 2. Геологическая колонка по скважине 1883, проходящая через вулканогенно-осадочные образования Имандра-Варзуги, затем через тело массива Вурэчуайвенч с рудным горизонтом и выходящая в архейские диориты. Условные обозначения: 1 – метабазальты и амфиболиты зоны Имандра-Варзуга; 2-5 – породы массива Вурэчуайвенч: 2 – кварцсодержащий мезо-, лейкократовый метагаббронорит, 3 – мезократовый метагаббронорит, 4 – лейкократовый метагаббронорит, 5 – мелано-, мезократовый метагаббронорит; 6 – приконтактовые породы; 7 – архейские диориты; 8 – границы рудного горизонта.

В результате данного исследования предлагается следующая схема образования массивов Нюд-Поаз и Вурэчуайвенч. Крупное лополитообразное тело кристаллизовалось в спокойной обстановке, в условиях закрытой системы, путём кристаллизационного фракционирования. В нижней части магматической камеры сформировались более меланократовые породы, соответствующие разрезу массива Нюд-Поаз: меланократовые нориты, мезократовые нориты, постепенно переходящие в габбронориты. В верхней части камеры постепенно сконцентрировался наиболее лейкократовый остаточный расплав, содержащий серу и халькофильные элементы, которые образовали платинометальный риф. После полной консолидации интрузии произошли тектонические события, связанные с образованием грабенообразного прогиба – Имандра-Варзугской структуры карелид. В результате этих событий юго-восточный маломощный край лополита был оторван от главного тела, перемещён к югу и опущен на глубину нескольких сотен метров. Затем большая часть лополита была эродирована, в результате чего верхняя лейкократовая часть разреза тела и связанный с ней платинометальный риф сохранились только в опущенном фрагменте. Опущенный фрагмент был погружен под осадочно-вулканогенные породы зоны Имандра-Варзуга, вследствие чего был наклонен в юго-восточном направлении на 5-30° и метаморфизован под влиянием водонасыщенных пород Имандра-Варзуги.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 11-05-00061-а.

Список литературы

1. Иванченко В.Н., Давыдов П.С., Дедеев В.А., Кнауф В.В. Основные черты геологического строения месторождения Вуручуайвенч // Международное сотрудничество и обмен опытом в геологическом изучении и разведке платинометалльных месторождений северной части Фенноскандинавии. Промежуточные результаты международного проекта KOLARCTIC INTERREG III A North –TACIS N KA-0197 «Стратегические минеральные ресурсы – основа устойчивого развития Севера» (Россия – Финляндия – Швеция). Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2008. С. 82-87.

2. Припачкин П.В., Рундквист Т.В. Геологическое строение и платиноносность юго-западной части массива предгорий Вурэчуайвенч (Мончегорский комплекс, Кольский полуостров) // Руды и металлы, 2008 №5 с. 61-68.

3. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Часть 1. Апатиты: изд. КНЦ РАН, 177 с., 2004.

4. Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Гребнев Р.А. К вопросу о геологическом строении и платиноносности восточной части Мончегорского комплекса (Кольский полуостров) – на основе данных кумулусной стратиграфии // Проект Интеррег-Тасис: «Стратегические минеральные ресурсы Лапландии – основа устойчивого развития Севера» (Россия – Финляндия – Швеция). Сборник материалов проекта, выпуск II. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2009, с. 51-64.

5. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chemical Geology 120 (1995), pp. 223-253.

^{3}H-^{3}He МЕТОД ДАТИРОВАНИЯ, ЕГО ПРАКТИЧЕСКОЕ ПРИМЕНЕНИЕ И ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ. (НА ПРИМЕРЕ ВОДОЗАБОРА «КЛЮЧЕВОЙ» АПАТИТО-КИРОВСКОГО РАЙОНА).

Гудков А.В., Толстихин И.Н.
ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, gantoris@rambler.ru

Подземные воды являются одновременно средой миграции и агентом переноса веществ в подземной геосфере и играют важную роль практически во всех процессах, определяющих эволюцию земной коры. Поэтому выяснение механизмов миграции подземных вод наряду с изучением переноса растворённых компонентов и смешения вод разного возраста и состава является фундаментальной научной проблемой, решение которой стимулирует прогресс в таких областях науки как геохимия гидрогеология, климатология.

Поскольку в процессе движения вода изменяет своё положение в пространстве с течением времени, то именно эти два параметра (пространство и время) имеют первостепенное значение для понимания и моделирования движения. Для оценки времени движения воды, или, другими словами, ее возраста используются радиоактивные трассеры. ^{3}H-^{3}He изотопная система, является как раз одной из наиболее часто применяемых, поскольку в неё входят и родительский (^{3}H) и дочерний (^{3}He) изотопы.

В силу ряда причин ^{3}H-^{3}He метод, предложенный в 1969 году И.Н. Толстихиным и И.Л. Каменским, наиболее широко используется при изучении как открытых водных бассейнов, – озёр, морей, океанов, так и подземных вод. В рамках этого метода время (прошедшее от прекращения обмена газами, растворёнными в воде, и газами атмосферы до момента отбора пробы), определяется из соотношения измеренных концентраций трития, $^3H_{ИЗМ}$, и "тритигенного" ^{3}He, ^{3}He $(^3H)_{ИЗМ}$:

$$\tau = (1/\lambda_3) \times \ln (1 + [^3He_{TRI}]/[^3H]_{MEAS}) \quad (1)$$

где λ_3– константа распада трития (0.0565 год$^{-1}$; период полураспада T_3 = 12,26±0,03 года), определяет временную шкалу метода, – около 50 лет (практически от начала испытаний ядерного оружия в атмосфере, 1952 г., до настоящего времени). Нижняя граница датирования определяется концентрацией ^{3}H в воде и качеством используемой аппаратуры и составляет для современных лабораторий от нескольких дней до нескольких недель.

Популярность ^{3}H - ^{3}He метода основана на его существенных преимуществах по сравнению с другими методами датирования молодых подземных вод (рис. 1).

Тритий, единственный радиоактивный изотоп водорода, входит в состав молекулы воды и, естественно, является идеальным трассером самой воды. Однако применение трития для оценки возраста воды затрудняется изменением его начальной концентрации, [^{3}H], в атмосферной влаге в сотни и тысячи раз на протяжении последних 50 лет. Кроме вариаций во времени, наблюдаются пространственные вариации и локальные техногенные аномалии [^{3}H]. Поэтому определение начальной [^{3}H] для каждого конкретного гидрогеологического объекта весьма трудоёмкая и не всегда успешно решаемая задача. Сказанное относится и ко многим другим трассерам атмосферного происхождения. При использовании ^{3}H/^{3}He метода знание начальной концентрации трития не требуется; более того, она определяется как сумма измеренных концентраций трития [$^3H_{ИЗМ}$], и, образовавшегося при распаде трития, ^{3}He [^{3}He$(^3H)_{ИЗМ}$].

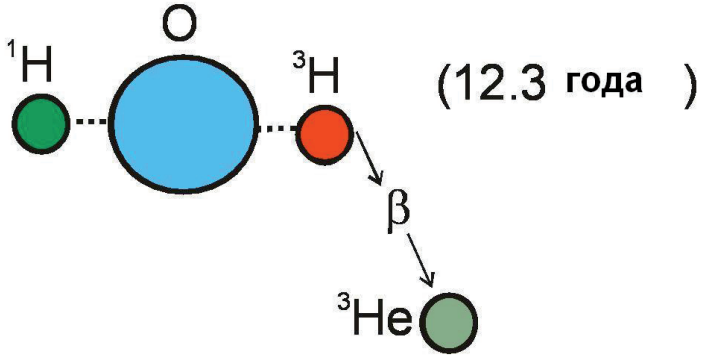


Рис. 1. Схема распада трития.

^{3}H/^{3}He метод позволяет диагностировать и рассчитывать пропорции смешения молодых вод с древними, не содержащими техногенного трития. Гелий является самым инертным элементом периодической системы и, поэтому, является наиболее консервативным трассером природных вод.

Как следует из этого краткого обзора, ^{3}H - ^{3}He систематика в комплексе с измерениями концентраций других благородных газов является уникальным трассером природных вод. Однако необходимо отметить, что для реализации ^{3}H - ^{3}He метода требуются высокоточный масс-спектрометрический анализ благородных газов (в том числе, точные измерения весьма малых отношений ^{3}He/^{4}He порядка 10^{-6}) а также специальный комплект аппаратуры для отбора, дегазации проб и отделения благородных газов от химически активных компонентов. Именно поэтому ^{3}H - ^{3}He метод, предложенный в России, практически не известен в нашей стране, но весьма широко используется в Европе и США, - при исследовании движения как подземных вод, так вод открытых водоёмов – озёр, морей, океанов (рис. 2).

Например, из 24000 высокоточных измерений трития, гелия-3 и гелия-4 в водах мирового океана (позволивших построить карту скоростей океанических течений нашей планеты) нет ни одного измерения, выполненного в лабораториях России (бывшего СССР).

В лаборатории ГИ КНЦ РАН, было проведённые подобные исследования, которые на данный момент пока являются единственными исследованиями проведёнными в России. Для измерения концентраций содержания и изотопного состава гелия и неона использовались два масс-спектрометра. Однако перспектива работы с образцами воды и измерения гелий-неонового отношения потребовала разработки дополнительного оборудования и оптимизации методики измерений.

Разработанные приборы и методики были использованы для определения изотопного возраста подземных вод южных склонов Хибин (р-н г. Кировска). Первыми образцами, проанализированными по новой методике, были подземные воды южных склонов Хибин (водозабор «Ключевой» и скв. 5В).

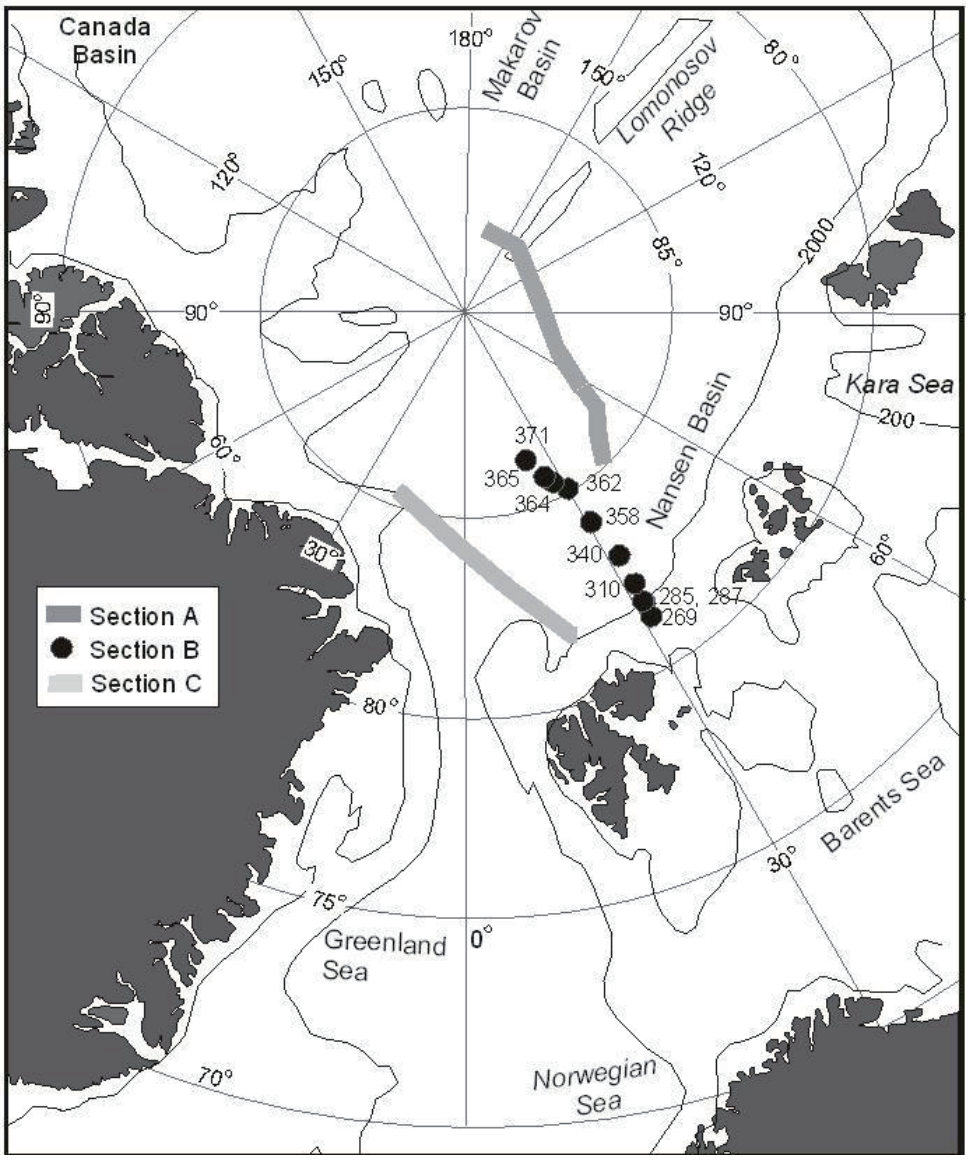


Рис. 2. Схема расположения точек отбора проб воды в Северном Ледовитом океане

Средний возраст для образцов подземных вод скважин 1К, 13Н и 5В составил 2,69 ± 0.6 года, – воды скважин водозабора «Ключевой» заметно моложе вод водозабора «Центральный» (для водозабора «Центральный» города Кировска было получено сходное значение τ = 15,8 ± 1,5 лет. Средние значения возраста для каждой из опробованных скважин 1К, 13Н и 5В составляют 2.4, 2.6 и 3 года, соответственно.

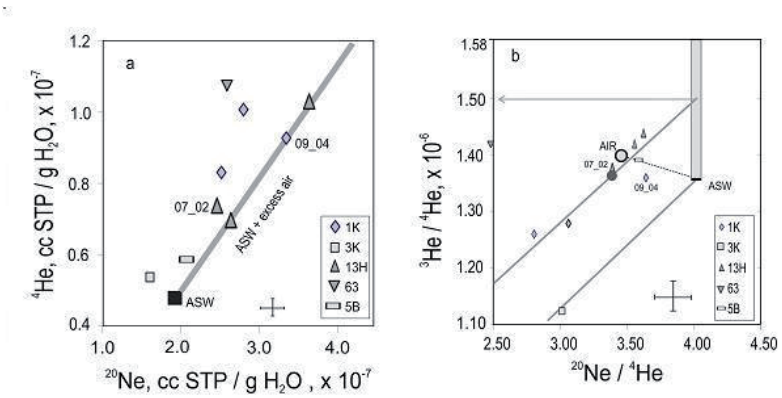


Рис. 3. Изотопы гелия и неона в исследованных образцах водозабора «Ключевой».

Наиболее плохо определённым параметром в уравнении является изотопный состав гелия в древней воде. Качество корреляции (рис. 3б) позволяет получить только грубую оценку, 0.6 x 10^{-6}, заметно выше среднего отношения в пробах массива (0.17 x 10^{-6}) и выше отношения изотопов гелия в древней воде водозабора центральный (0.2 x 10^{-6}).

Определение параметров «конечных членов», молодой и древней вод, позволяют оценить вклад древней воды, которая может быть источником вредных примесей (например, повышенных концентраций Al, содержания которого в типичных породах массива, нефелиновых сиенитах, весьма высоки). Для такой оценки используем содержание гелия-4 в древней воде водозабора «Центральной», $^4He^*_{ДРЕВ}$ = 1 x 10^{-6} см3 СТД / г «древней» H_2O. Вклад гелия древней воды в «среднюю» воду водозабора «Ключевой» был определен выше, $^4He_{ДРЕВ}$ = 1.3 x 10^{-8}; следовательно, добавки 1.3 % древней воды обеспечивает вклад привнесённого ею гелия. Максимальный (скв. 1К, рис 3б) и минимальный (скв. 13Н) вклады древней воды составляют 2.7 % и 0.45 %. Как следует из рис.3б, вклад древней воды в воду одной и той же скважины изменяется. Для выяснения причины необходимы повторные анализы; на данном этапе работы нельзя исключить контаминацию образцов воздухом.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИИ КОЖИМСКОГО МАССИВА

Денисова Ю.В.
ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, yulden777@yandex.ru

Кожимский массив представляет собой группу вытянутых изолированных тел, расположенных по обоим берегам реки Кожим, на отрезке долины от ручья Игшор на юге до реки Большая Каталамбаю на севере.

Крупнейшее из них с площадью более 25 км^2 иногда называется Северокожимским массивом, причем основная часть данного тела располагается в бассейне реки Кузьпуаю, но его восточная переходит на правый берег Кожима. Южнокожимский массив, являющийся вторым по площади среди тел, составляющих Кожимский гранитный массив, находится также на левом и правом берегах Кожима в бассейнах рек Осею и Понью. необходимо отметить, что все тела приурочены к своду и северному крылу Кожимской антиклинали. Предположительно кожимские граниты слагали единый пластинообразный массив. Разобщённость тел на современном срезе, вероятно, обусловлена эродированием этой единой пластины, что подтверждается преимущественной приуроченностью гранитов к водораздельным участкам, а разобщающих их сланцев - к долинам рек и ручьёв. Современная форма массива и наблюдаемые соотношения гранитов с вмещающими породами осложнены позднейшей разрывной тектоникой. Массив рассечён с севера на юг зоной субмеридиального кожиского надвига, поверхность смещения, которого полого погружается в направлении восток-северо-восток. Причём происходит по серии сближенных субпараллельных трещин, рассекающих граниты и вмещающие их породы на отдельные пластины и чешуи. Граниты интенсивно катаклазированы, рассланцованы и местами превращены в серицитовые динамометаморфические сланцы. Зоны рассланцевания, рассекающие граниты, ориентированы субгоризонтально, параллельно поверхности кожимского надвига. В зоне свода кожимской антиклинали наиболее интенсивные самые поздние смещения происходят вдоль контакта, и именно здесь граниты наиболее рассланцованы.

Кожимские граниты представляют собой плотные слегка гнейсовидные среднезернистые лейкократовые породы розового цвета (преобладающим минералом является щелочной полевой шпат) с хорошо выраженным зеленовато-серым оттенком. Зеленый оттенок объясняется наличием чешуек зеленоватого серицита, мусковита, хлорита, серый оттенок придают граниту мелкие изометричные зерна кварца. Соответственно, чем более катаклазирован и рассланцован гранит, тем меньше выражен розовый тон окраски и отчётливее проявляется серо-зелёный. Гнейсоватость, в свою очередь, обусловлена субпараллельной ориентировкой чешуек мусковита и хлорита, а также чередованием полос разной степени зернистости, что является отражением изменения в степени дробления.

Структура гранитов данного массива варьирует от неравномернозернистой гипидиоморфной до среднезернистой аллотриоморфной. В катаклазированных разновидностях часто встречается элементы очковой структуры. По мере возрастания интенсивности проявления катаклаза структура через кластогранную переходит в катакластическую и далее в милонитовую, а при большом содержании вторичных слюд - в лепидобластовую или лепидогранобластовую, а текстура в сланцевую и филлонитовую. Грубозернистые разновидности некатаклазированных и умеренно катаклазированных гранитов характеризуются обычно нечётко выраженной порфировидной структурой.

По составу породы Кожимского массива изменяются от лейкогранитов (2-4 % биотита) до аляскитов (1-2 % и менее биотита). Главными минералами являются калиево-натриевый щелочной полевой шпат (40-60 %), плагиоклаз (до 15-20 %) и кварц (35-45 %). Постоянно присутствует биотит (до 5 %) и мусковит (до 5-7 %).

Из акцессорных минералов, кроме изученного циркона, наиболее характерны ортит и апатит. Содержание рудных минералов, в среднем, весьма незначительное и составляет менее 0.05 %. Данные минералы представлены преимущественно магнетитом, который является характерным для гранитов, а также различными сульфидами (пиритом, пирротином, халькопиритом, галенитом, сфалеритом), более распространенными в катаклазитах.

Циркон представлен преимущественно хорошо ограненными кристаллами трёх типов. Кристаллы первого типа светлоокрашенные (от бесцветного до светло-коричневого) прозрачные короткопризматические, размером 0.05–0.25 мм. Коэффициент удлинения 0.6–1.2. Внутреннее строение однородное. При катодолюминесцентном свечении наблюдается симметричная зональность. Ко второму типу относятся тёмные (преимущественно коричневые) короткопризматические прозрачные кристаллы. Размер этих кристаллов варьируется от 0.1 до 0.25 мм, коэффициент удлинения 0.8–1.3. Внутреннее строение кристаллов при катодолюминесцентном свечении, как правило, многозональное, зональность чаще всего симметричная. Кристаллы циркона третьего типа длиннопризматические прозрачные светло-коричневого цвета (реже встречаются тёмно-коричневые). Размер кристаллов 0.4–0.8 мм, коэффициент удлинения 1.5–4.0 (реже 8.0). Внутреннее строение кристаллов данного типа многозональное. Зональность симметричная. Титанит представлен бесцветными прозрачными, реже матовыми идиоморфными кристаллами с неровными сглаженными гранями. Форма кристаллов пинакоидальная, размер – 0.1–0.3 мм. Пирит образует правильные, хорошо ограненные кристаллы кубического габитуса, отличающиеся жёлтым цветом и металлическим блеском. Размер кристаллов 0.2–0.3 мм. Молибденит присутствует в виде чешуек неправильной листоватой формы, размером 0.15–0.25 мм. Цвет чешуек тёмно-серый, блеск металлический. Магнетит представлен фрагментами кристаллов чёрного цвета с металлическим блеском. Размером от 0.1 до 0.4 мм. Ильменит встречается в виде неправильной формы зёрен, которые характеризуются коричневато-чёрным цветом, металлическим блеском, раковистым и полураковистым изломом. Размер зерен 0.2–0.6 мм. Эпидот образует неправильной формы агрегатные зерна. Цвет минерала темно- зелёный, блеск – матовый. Размер зёрен 0.6–1.0 мм. Содержание незначительное.

Кроме того, для пород Кожимского гранитного массива характерно постоянное и значительное содержание вторичных минералов, а именно серицита, мусковита, хлорита, кальцита и минералов группы эпидота.

СЯРГОЗЕРСКИЙ СУБЩЕЛОЧНОЙ КОМПЛЕКС ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

Дмитриева А.В.
ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, DmitrievaA-V@yandex.ru

На обобщающих геологических картах масштаба 1:500000 Карело-Кольского региона по результатам геолого-съёмочных работ с 80-х годов выделяется Сяргозерский габбро-монцонит-сиенит-гранитовый комплекс (В.А. Ганин, В.С. Кофман, Л.А. Гескельберг). В последующие годы его изучением занимались В.В. Иваников (1987), В.Д. Слюсарев (2001) [1]. Исследование субщелочных массивов Ц. Карелии с повышенной магнезиальностью и высоким содержанием РЗЭ, относимых к санукитоидной серии, проводили сотрудники ИГГД РАН. (С.Б. Лобач-Жученко и др.).

В.Д. Слюсаревым отмечается пространственное совмещение габбропироксенитового, диорит-гранодиорит-плагиогранитного и сиенитового магматизма в районе оз. Сяргозеро (рис. 1), развитие щелочного метасоматоза и оруденения (апатит, сфен). Им была установлена следующая последовательность формирования магматических пород: недифференцированные габброидные и дифференцированные габбро-пироксенитовые интрузивы, прорывающие их диорит-гранодиорит-плагиограниты и связанные с ними дайки диоритовых плагиопорфиритов, завершающий сиенитовый магматизм [1].

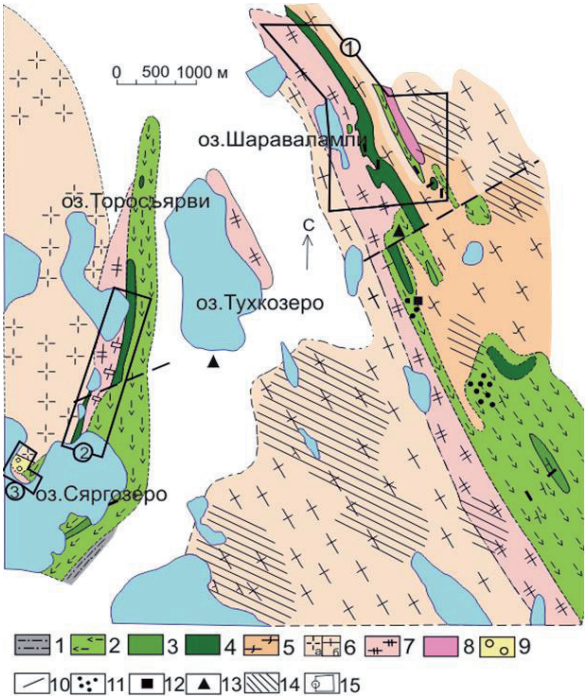


Рис. 1. Схема геологического строения района Сяргозера (по В.Д. Слюсареву [1]). Условные обозначения: 1 – филлитовые чёрные сланцы, 2 – амфиболиты и амфиболовые сланцы по основным вулканитам, 3 – амфиболиты по габброидам, 4 – амфиболиты по пироксенитам, 5 – монцониты-кварцевые монцодиориты, 6 – гранодиориты-плагиограниты (частью порфировидные) огнейсованные (а) и массивные (б), 7 – кварцевые сиениты, 8 – субщелочные аплитовидные лейкограниты, 9 – анортоклазовый порфиробластез, 10 – дайковые тела субщелочных кварцевых диоритов, диорит-гранодиоритовых плагиопорфиритов, 11 – альбитизация порфиробластическая и альбит-эпидотовые ассоциации, частью сульфидсодержащие, 12 – наиболее интенсивная сульфидная минерализация, 13 – молибденовая минерализация, 14 – зоны проявления мелкопрожилково-порфиробластической калишпатизации (микроклинизации), калишпатизации и окварцевания, 15 – детальные участки работ (1 – оз. Шаравалампи, 2 – северный берег оз. Сяргозеро, 3 – д. Сяргозеро).

Сяргозерский субщелочной комплекс представлен пироксенитами, габбро, монцодиоритами и сиенитами. Данная работа направлена на петрохимическое изучение субщелочных магматитов района озер Сяргозеро-Шаравалампи, сопровождающего метасоматоза и их рудногеохимической специализации. При проведении полевых исследований (2010 г.) были отобраны образцы магматических и метасоматических разностей пород вблизи оз. Шаравалампи, Сяргозеро и Торосозеро, определены химический и микроэлементный составы (табл. 1), породообразующие и рудные минералы.

Эти исследования позволяют сделать детальные петрографо-петрохимические описания выделяемых групп пород: 1 фазы – пироксенитов и габбро, 2 и 3 фаз - монцодиоритов, сиенитов, порфировидных сиенитов, а также гранодиоритов нормальной щёлочности, секущих даек альбититов, некоторых метасоматитов.

Габбро-пироксениты в районе озёр Сяргозеро и Шаравалампи образуют узкие вытянутые массивы различной мощности. На участке Шаравалампи они представляют собой реликтовый останец со сложными контурами и небольшие ксенолиты в породах 2-ой фазы (монцодиоритах), состоят из плагиоклаза, амфибола, калиевого полевого шпата, биотита, апатита, магнетита, сфена. Вторичные, акцессорные и рудные минералы – циркон, эпидот, карбонаты РЗЭ, барит, сульфиды. В пироксенитах наблюдаются апатит-магнетитовые, существенно апатитовые и апатит-сфен-содержащие рудные зоны, с количеством TiO_2 до 1,5-3,12 %, P_2O_5 до 1-2,16 %, сумма РЗЭ колеблется от 731 до 1314 ppm, Ba 104,9-12,61,8 ppm, Sr 546,2-2749,4 ppm (табл. 1).

Табл. 1. Химический состав пород.

№ п.п.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Обр.	Ш-1	Ш-2	Ш-3	Ш-4	Ш-5	Ш-6/1	Ш-7	Ш-8	Ш-9	Ш-11	Ш-10
SiO_2 (%)	67,52	58,54	45,1	72,77	43,54	53,16	52,54	51,78	63,62	63,68	41,06
TiO_2	0,4	0,93	1,5	0,06	1,68	0,93	1,06	1,51	0,54	0,52	3,12
Al_2O_3	15,71	15,89	8,49	14,89	4,66	15,47	15,04	16,05	16,4	16,15	6,67
Fe_2O_3	1,51	3,93	6,02	0,56	7,7	4,18	3,32	2,93	2,04	2,05	10,87
FeO	1,8	2,58	8,11	0,43	7,9	4,24	5,17	4,6	1,51	1,87	10,23
MnO	0,041	0,115	0,327	0,031	0,334	0,148	0,152	0,12	0,074	0,066	0,386
MgO	1,64	2,54	11,04	0,45	10,23	4,95	6,53	3,27	1,31	1,42	8,69
CaO	2,97	3,98	11,8	0,67	17,67	7,21	5,75	5,86	2,39	2,53	10,43
Na_2O	4,61	5,72	1,59	7,43	1,0	5,5	5,0	6,31	6,67	6,96	1,3
K_2O	2,08	4,1	1,5	2,14	0,7	1,3	2,58	2,71	4,72	3,5	1,32
H_2O	0,21	0,1	0,36	0,04	0,17	0,21	0,11	0,06	0,05	0,15	0,23
ппп	1,31	0,79	2,67	0,47	2,01	1,54	1,7	3,81	0,34	0,81	4,81
P_2O_5	0,19	0,59	1,0	0,05	2,16	0,67	0,8	0,73	0,32	0,29	0,39

Σщел.	6,69	9,82	3,09	9,57	1,7	6,8	7,58	9,02	11,39	10,46	2,62
Total	99,99	99,81	99,51	99,99	99,75	99,51	99,75	99,74	99,98	100,0	99,51
Sr (ppm)	639,41	1621,41	975,81	59,41	1312,21	2749,41	1024,61	1057,81	1394,61	1040,61	546,21
Y	5,00	22,16	40,16	0,56	51,92	19,63	37,73	38,80	12,22	11,29	51,60
Ba	837,40	2144,20	392,60	401,40	104,92	439,00	1231,00	1261,80	1985,80	1972,20	229,24
La	17,41	104,07	128,15	0,76	275,51	61,79	171,99	175,23	73,83	72,91	161,43
Ce	28,91	187,38	287,46	1,87	539,18	141,46	358,86	358,50	142,18	125,10	376,74
Pr	4,12	25,08	42,80	0,40	70,00	20,58	45,64	45,76	18,66	15,71	49,12
Nd	15,43	89,99	150,59	2,03	255,83	80,35	163,87	164,87	67,31	57,23	177,67
Sm	2,86	15,83	29,16	0,30	44,48	14,98	30,68	31,15	11,16	9,14	32,74
Eu	1,04	4,38	5,89	0,12	9,66	3,69	7,14	7,26	3,08	2,70	7,98
Gd	2,61	13,68	24,04	0,25	36,71	11,96	24,75	24,89	9,19	7,76	27,52
Tb	0,29	1,37	2,54	0,02	3,60	1,25	2,54	2,57	0,88	0,74	3,01
Dy	1,28	5,56	10,52	0,11	14,02	5,15	10,36	10,38	3,40	2,88	13,17
Ho	0,22	0,89	1,70	<PO	2,22	0,85	1,61	1,64	0,53	0,45	2,20
Er	0,56	2,38	4,49	0,06	5,86	2,22	4,22	4,24	1,44	1,27	5,92
Tm	0,06	0,27	0,51	<PO	0,63	0,26	0,47	0,46	0,16	0,15	0,70
Yb	0,44	1,70	3,25	0,07	3,85	1,64	2,79	2,84	1,02	1,00	4,31
Lu	0,06	0,23	0,44	<PO	0,50	0,23	0,34	0,35	0,14	0,14	0,57
ΣРЗЭ+Y	85,3	475,0	731,7	6,6	1314,0	366,1	863,0	868,9	345,2	308,5	914,7

Примечание: 1-8 – уч. Шалговаара: 1 – гранодиориты нормальной щёлочности. Сяргозерский комплекс: 2 – кварцевый монцодиорит, 3 – ксенолит пироксенита в монцодиоритах (1 фаза), 4 – жила альбититовая, 5 – эпидотизированный амфиболит по пироксенитам со сфеном, 6-7 – ксенолит измененных габбро в монцодиоритах (1 фаза), 8 – биотитизированное габбро (1 фазы); 9-11 – северный берег оз. Сяргозеро – Торосозеро: 9 – среднезернистые сиениты, 10 – порфировидные гигантозернистые сиениты, 11 – метасоматически измененный амфиболит по пироксениту (1 фаза). Хим. анализы и элементный состав выполнены методом ICP-MS в ИГ КарНЦ РАН.

Монцодиориты и сиениты образуют вытянутые субмеридианальные массивы, сопряженные с породами 1-ой фазы, мощностью до 300-700 м. Монцодиориты на участке Шаравалампи представлены массивными породами красноватого цвета, часто содержат ксенолиты более основного состава. Они сложены К-полевым шпатом (BaO до 1 мас. %), альбитом, амфиболом по пироксену, представленным роговой обманкой. Акцессорные минералы – апатит, сфен, циркон, вторичные – эпидот, РЗЭ-карбонаты. Для пород характерно содержание SiO_2 от 58 до 63,68 %, сумма щелочей возрастает до 11,39 %. Содержание TiO_2 и P_2O_5 в породах этих фаз снижается (табл. 1). Сумма РЗЭ 308-475 ppm.

Монцодиориты секутся жилами альбититов, имеющих существенно микроклин-альбитовый состав и пониженное содержание РЗЭ (табл. 1, № 4, рис. 1).

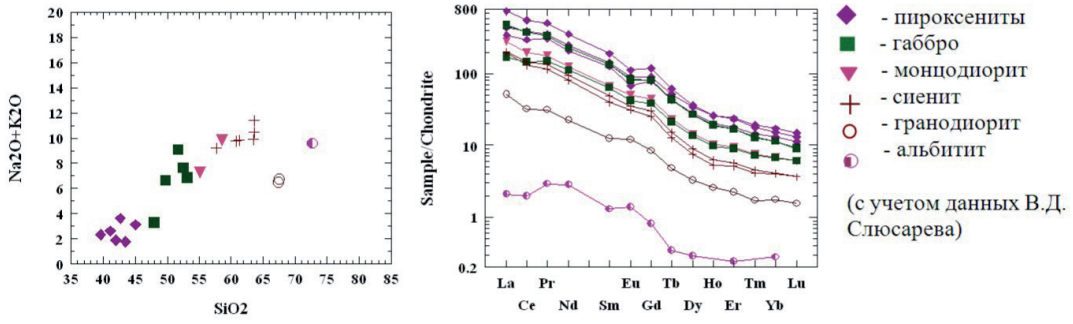


Рис. 2. Классификационная диаграмма и графики распределение РЗЭ в породах.

Гранитоиды развиты северо-западнее оз. Сяргозера, юго-западнее и восточнее оз. Шаравалами в окружении субщелочных массивов. Гранодиориты уч. Шаравалампи имеют нормальную щелочность (табл. 1, № 1, рис. 2).

В целом для пород 1 фазы Сяргозерского субщелочного комплекса характерно высокое содержание TiO_2, P_2O_5, РЗЭ, Y. Породы 2 и 3 фаз обогащены щелочами - Ba и Sr. Магматиты 1-ой

и более поздних фаз имеют схожее распределение РЗЭ, что отчётливо наблюдается на рис. 2. Отмечается обогащение в области лёгких и деплетирование в области тяжёлых элементов. Следовательно, можно говорить об их генетической связи и формировании из единого глубинного источника, обогащенного щелочами, РЗЭ и Ba, Sr, что может быть связано с мантийным метасоматозом.

Дальнейшие исследования были направлены на изучение рудной минерализации, редких акцессориев и метасоматических преобразований пород. Магматиты первой фазы наиболее обогащены рудным компонентом.

В пироксенитах наблюдаются изменения, выраженные в амфиболизации пород, локально проявлена эпидотизация. Метасоматические преобразования, вызванные внедрением монцодиоритов 2-ой фазы сопровождаются также появлением в пироксенитах Ba-содержащего K-полевого шпата (BaO до 2,75 мас. %) и биотита.

Рудные минералы представлены магнетитом, F-апатитом, сфеном (2-5 мм), ильменитом. Сфен и ильменит (MnO до 5,55 мас. %) часто образуют эвтектические срастания (рис. 3), что свидетельствует о близкой температуре кристаллизации минералов на позднемагматической-метасоматической стадии образования. При более поздних процессах изменения происходит выделение рутила по ильмениту. Для сфена характерна зональность, обусловленная наличием примеси Ce_2O_3 (до 1,48 %). Акцессорные минералы представлены цирконом, который встречается в парагенезисе со сфеном и заполняет микротрещины в апатите.

В зонах эпидотизации, наложенных на амфиболизированные пироксениты, образуются тонкие прожилки и гнезда с сульфидами меди (халькопирит, борнит). Среди них обнаружены единичные кристаллы теллурида Pt-Pd (Pt 15,59 %, Pd 19,54 %), и в непосредственном срастании с борнитом – небольшие зерна электрума, размером 8-15 мкм (Ag от 31,44 до 35,28 %) (рис. 3). При окислении халькопирит обрастает гематитом, по борниту происходит образование сложной минеральной смеси, представленной соединением Si, O, Fe, Cu, иногда с преобладанием гематита, а также выделяется тенорит CuO.

С этими же поздними процессами связано появление РЗЭ-эпидота (Ce_2O_3 до 9,82 %, Nd_2O_3 до 4,65 % и La_2O_3 до 4,21 %). Он часто ассоциирует с РЗЭ-карбонатом, содержащим Ce, La, Nd, редко Pr, иногда с хлоритом, в котором отмечена примесь Mn до 2 %. В большом количестве присутствует барит, обогащённый Sr (SrO от 1 до 10 %).

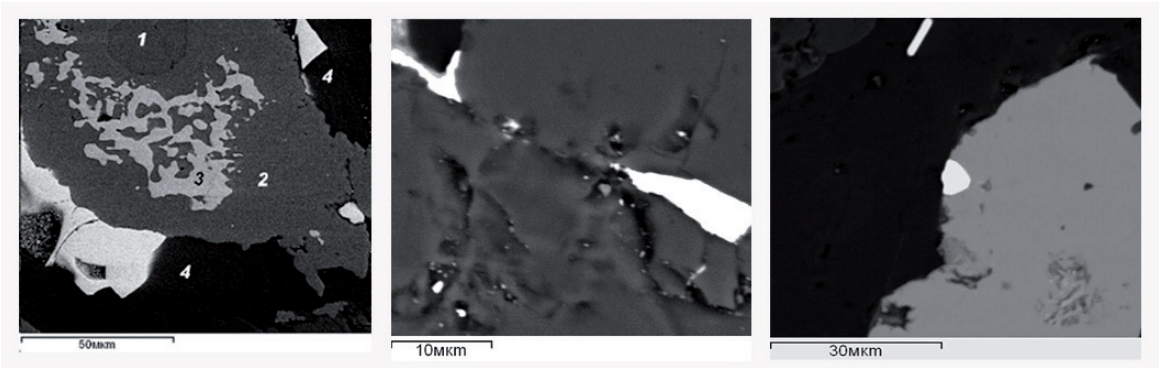


Рис. 3. Фото слева: 1 – апатит, 2 – сфен, 3 - ильменит, 4 – хлорит. Фото в центре: золото (светлое). Фото справа: золото (светлое), теллурид Pt-Pd (удлинённое).

В реликтовых останцах габбро на уч. Шаравалампи установлены сфен (до 100 мкм) и сульфиды. Сфен часто зонален, содержит примеси Ce_2O_3 1,76-2,29 %, Nd_2O_3 2,2 %. Сульфиды представлены борнитом и развивающимся по нему халькозином. В халькозине обнаружены зерна цумоита (Bi_2Te_2). Халькозин замещается гидрокарбонатом меди и гематитом. Последний встречается также в виде самостоятельных зёрен размером до 120 мкм. С рудными ассоциирует бастнезит и сложные гидрокарбонаты, содержащие РЗЭ и ZrO_2 (от 2 до 5 %). Микротрещины и пустоты в породе заполняются баритом и РЗЭ-карбонатом. Для барита характерна примесь SrO от 1,05 до 2,20 %.

В монцодиоритах из вторичных минералов присутствуют эпидот, заполняющий микротрещины в породе, реже карбонаты. Для эпидота характерно содержание примеси РЗЭ (La_2O_3, Ce_2O_3, Nd_2O_3 в сумме 14,4 – 16,26 %.). F-апатит, магнетит, сфен в монцодиоритах являются более редкими рудными минералами, чем в породах 1-ой фазы. Крупные кристаллы сфена подвержены поздним низкотемпературным изменениям с выделением пылевидной сыпи рутила (содержит примесь ванадия).

В гигантозернистых лейкократовых *порфировидных сиенитах* севернее оз. Сяргозеро крупные кристаллы полевого шпата представлены анортоклазом с пертитами распада альбита, а темноцветные минералы - срастанием пироксена и амфибола. Рудные встречаются редко, среди них отмечены магнетит, сфен, F-апатит (размером до 2 мм). При изменении пород по микротрещинам развивается эпидот (содержит примесь Ce_2O_3 до 7,27 и MnO до 1,83 %), барит и гематит. Барит, как и в других породах комплекса обогащен Sr (SrO 1,64 и BaO 62,52 %). В этой же ассоциации появляется даже целестин (SrO 45,70 и BaO 10,11 %).

Выводы. Сяргозерский субщелочной комплекс представлен пироксенитами и габбро ранней фазы, позднее внедрились монцодиориты и сиениты. По распределению РЗЭ можно судить о генетической связи данных пород. Магматиты 1-фазы амфиболизированы и эпидотизированы, имеют высокие содержания РЗЭ, обогащены P_2O_5, TiO_2, Sr, Y. Рудные минералы представлены апатитом, сфеном, ильменитом, магнетитом. В эпидозитах с сульфидами (халькопирит, борнит) ассоциирует электрум. В монцодиоритах и сиенитах отмечается высокое содержание щелочей, Ba, Sr более низкое количество P_2O_5, TiO_2. Преобладающие рудные минералы – апатит и сфен, содержание которых значительно меньше, чем в пироксенитах и габбро. Накопление Ba происходит в полевых шпатах и баритах, Sr – в баритах. Максимальное количество Sr отмечается в сиенитах, что обусловлено появлением в породах целестина. РЗЭ характерны для эпидота и карбонатов.

Список литературы

1. Слюсарев В.Д., Кулешевич Л.В., Павлов Г.М., Лавров М.М., Земцов В.А. Субщелочной магматизм района Сяргозера//Геология и полезные ископаемы Карелии. Вып. 3. 2001. с. 66-86.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ГАББРОИДЫ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА: ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ И PT-ПАРАМЕТРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ.

Егорова С.В, Степанова А.В.
КарНЦ РАН (г. Петрозаводск), zumlic@mail.ru

В пределах Беломорского подвижного пояса (БПП) эклогитизированные габбронориты к настоящему времени установлены в дайках Гридинского и Красногубского дайковых полей. В многочисленных публикациях, посвящённых вопросам эклогитизации базитов БПП [1,5,10; и др.] детально рассмотрен состав и последовательность формирования метаморфических, в первую очередь, высокобарных парагенезисов. Исследования обычно ограничиваются только эклогитизированными разновидностями габброноритов, локализованных на небольшой площади. Тем не менее, ранее установлено, что дайки габброноритов являются компонентом комплекса лерцолитов-габброноритов (КЛГН) [6] возраста ~ 2.4 млрд. лет (от 2.36 до 2.44 млрд. лет по данным разных исследователей), что ещё раз подтверждено данными определения возраста цирконов магматического генезиса из дайки габброноритов с. Гридино [4]. Об этом свидетельствуют и геохимические характеристики даек габброноритов, демонстрирующие сходство с дайками габброноритов возраста 2.4 млрд. лет Карельской и Мурманской провинций Фенноскандинавского щита [11] и принадлежащих сумийской (или Балтийской по Е.В. Шаркову) крупной магматической провинции.

С целью определения PT-параметров магматического этапа формирования даек габброноритов КЛГН и выявления возможных латеральных вариаций, были изучены габбронориты из трёх тел в центральной части БПП – в пределах Гридинского дайкового поля (м. Гридин), у самой южной границы Гридинской зоны меланжа (о-ва Супротивные) и вне Гридинской зоны, в ~5 км к северу на м. Кирбей. Все изученные породы сохраняют реликты Ol-OPx-CPx-Pl первичных магматических ассоциаций, а на границах Cpx-Pl в них установлены реакционные каймы граната. PT-условия метаморфических преобразований пород варьируют от амфиболитовой (о-ва Супротивные, м. Кирбей) до эклогитовой фаций (м. Гридин) в отдельных телах.

1. Дайкообразное тело габброноритов на м. Кирбей тектоническими дислокациями разбито на блоки, в результате чего по породам краевых частей блоков развиваются амфиболиты. Образец отобран из пород центральной части блока, где сохраняются первичные среднезернистые массивного облика габбронориты, сложенные клино- и ортопироксеном (общее содержание 65 %), плагиоклазом (45%) и оливином (2%).

2. Дайка габброноритов на м. Гридин характеризуется высокой степенью сохранности пород, особенно в центральной части, и сложена средне-мелкозернистыми оливинсодержащими габброноритами. Главные породообразующие минералы представлены клино- и ортопироксеном (до 65-70%), плагиоклазом (до 35%) и единичными зернами оливина. Метаморфические процессы в породах проявлены в формировании эклогитовых парагенезисов (содержания Jd в Omp достигает 52%), о чем упоминалось ранее в работах О.И. Володичева.

3. Установленное к югу от с. Гридино в южной части о-ва С. Супротивный тело габброноритов характеризуется высокой степенью сохранности и сложено оливином (4%), клино- и ортопироксеном (до 65%) и плагиоклазом (35%). Детальное микроскопическое и микрозондовое изучение позволило установить в габброноритах м. Кирбей и м. Гридин включения раннего оливина (Ol_1) и хромшпинелидов в идиоморфных зернах ортопироксена (En_{80}). Содержание Fo в оливинах м. Кирбей варьирует от 83 до 85%. Для габброноритов м. Гридин состав непосредственно раннего оливина определён не был, однако были установлены реликты венцовой структуры обрастания Ol Opx, где первично магматический оливин замещен серпентином. Кроме того, для данных пород были установлены единичные случаи обрастания бронзита магматическим авгитом. Для габброноритов о-ва Юж. Супротивный включения оливина и хромита в ортопироксене (En_{80}) установлены не были. Здесь установлены более крупные округлой формы зерна оливина с содержанием Fo компоненты порядка 75%, и клинопироксен (авгит). В габброноритах м. Гридин и м. Кирбей также были установлены более железистые (Fo_{68-71}) оливины (Ol_2) в ассоциации с авгитом и менее магнезиальным Opx (En_{68}). Интеркумулусный плагиоклаз всех трех тел имеет состав олигоклаз-андезина. Однако в габброноритах м. Кирбей также были установлены таблитчатые зерна плагиоклаза основного состава (An_{53-63}).

Таким образом, петрографическое и микрозондовое изучение даек габброноритов комплекса лерцолитов-габброноритов БПП в центральной части БПП позволяют установить для них следующие последовательности кристаллизации:

1. Для габброноритов о-вов Супротивные схема кристаллизации минералов будет иметь вид: $Ol_{Fo75} + Opx_{(бронзит)} \rightarrow Aug \rightarrow Pl$;

2. Для габброноритов м. Кирбей и м. Гридин они аналогичны и, в целом, их можно представить как: $(Ol_1 + Cr\text{-}Spl) \rightarrow Opx_{(бронзит)} \rightarrow Ol_2 + Aug + Pl \pm Opx_{(гиперстен)}$.

Кроме того, наличие в породах всех трех тел первичных магматических минералов (клино- и ортопироксена и оливина), равновесных с расплавом позволяют (с использованием геотермобарометров CPxBar и Putirka, K (2008) [8,9]) произвести предварительные оценки PT-параметров их кристаллизации. Полученные результаты дают следующие значения: T = 1100 - 1200° и P= 3-5.8 кбар для габброноритов м. Кирбей; T = 1200 – 1500°C и P= 4.1-5.4 кбар для габброноритов о-вов Супротивные и T = 1050 - 1400°C и P= 4.8-5.6 кбар для габброноритов м. Гридин Эти оценки существенно ниже значений давления, предполагавшихся для пород комплекса лерцолитов-габброноритов ранее [6,7], но, вместе с тем, они согласуются с морфологическими особенностями даек габброноритов, свидетельствующих об их внедрении в холодную жёсткую раму и предполагающих незначительные глубины кристаллизации. Полученные результаты являются промежуточными, как попытка предварительной оценки параметров минералообразования. В дальнейшем предполагается привлечение других геотермобарометров и методов оценки параметров кристаллизации (с использованием программ Comagmat 3.05 и Pele 7.0), а также оценка условий минералообразования и для других одновозрастных тел габброноритов Фенноскандинавского щита.

Список литературы

1. Володичев О.И. Эклогиты Беломорского подвижного пояса// Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии. Матер.юбилейной сессии, посвящ. 45-летию ИГ КарНЦ РАН и 35-летию Карел. отдел. РМО. Петрозаводск, 2007. С.14-17.
2. Володичев О.И.Беломорский комплекс Карелии(геология и петрология).Л.,1990.248 с.
3. Глебовицкий В.А. и др. // Геотектоника. 1996. № 1.С. 63-75.
4. Слабунов А.И. Доклады Академии наук, 2011, том 437, № 2, с. 1–5
5. Сибелев О.С. Гипотеза магматического транспорта эклогитовых парагенезисов в палеопротерозойских дайках базитов Гридинской зоны меланжа, Беломорский подвижный пояс // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии. Материалы юбилейной научной сессии, посвященной 45-летию Института геологии КарНЦ РАН и 35-летию Карельского отделения. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 104-108.
6. Степанов В.С. Основной магматизм докембрия западного Беломорья. Л., 1981. 216 с.
7. Шарков Е.В. и др. Петрология. М:.1994. С..
8. Nimis P. // Contrib. Mineral. Petrol, 1995, v. 121, p. 115 – 125.

9. Putirka *K.* // Rev. Mineral. Geochem. vol. 69, p 61-120, 2008
10. Travin V.V. Kozlova N.E. Eclogitization of Basites in Early Proterozoic Shear Zones in the Area of the Village of Gridino, Western Belomorie//Petrology.2009. Vol.17.N.7.P.684-706.
11. Stepanova A.V, Stepanov V.S., 2010,. Precambrian Research 183, 602-616.

СУЛЬФИДЫ КАК МИНЕРАЛЫ-ГЕОХРОНОМЕТРЫ ДЛЯ SM-ND ДАТИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ ИНТРУЗИЙ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Екимова Н.А., Серов П.А
ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, e-mail: ekimova@geoksc.apatity.ru

Изотопно-геохронологические и геохимические исследования пород и минералов расслоенных интрузивов, наряду с другими методами изучения, несут важную информацию для понимания процессов породо- и рудообразования и металлогении в пределах как отдельных геологических тел, так и целых областей их развития. Одним из наиболее популярных изотопно-геохронологических методов определения возраста пород мафит-ультрамафитовых интрузий является Sm-Nd метод, поскольку он позволяет использовать в качестве минералов-геохронометров главные породообразующие минералы – плагиоклазы, орто- и клинопироксены, оливины. Однако в практику Sm-Nd исследований постоянно вводятся новые минералы-геохронометры, позволяющие датировать различные рубежи образования и преобразования пород. Такими минералами-геохронометрами могут служить сульфиды, так как именно с ними тесно связана промышленная Pt-Pd минерализация. Определение возраста по сульфидам является прямым методом, поскольку в этом случае датируется непосредственно время рудообразования.

Данных о непосредственных изотопно-геохронологических исследованиях сульфидов Sm-Nd методом, за исключением единичных попыток, не имеется ни в мировой, ни в отечественной литературе, доступной коллективу. Исследования распределения РЗЭ в сульфидах также практически не ведутся. Известные коллективу исследования А.В. Дубинина и его коллег [1,4] посвящены изучению РЗЭ в сульфидах из гидротермальных источников срединно-океанических хребтов. Влияние кристаллохимических параметров на накопление РЗЭ в мономинеральных фракциях сульфидов рассматривается в работах [10, 9, 5]. Одним из основных выводов этих работ является возможность вхождения РЗЭ в кристаллическую решётку сульфидных минералов с замещением главных катионов в решётке лантаноидами.

Для определения РЗЭ в образцах без предварительного разделения и концентрирования были воспроизведены аттестованные значения их концентраций в стандарте ГСО 2463 (апатит), в сульфиде из месторождения Талнах (был использован в качестве стандартного образца в работе [4]) и в международных стандартных образцах Национального центра петрографических и геохимических исследований из г. Нанси (Франция) с использованием квадрупольного масс-спектрометра ELAN 9000 DRC-e (Perkin Elmer, США) в ИХТРЭМС КНЦ РАН, г. Апатиты. Условия вскрытия проб подробно описаны в работе [3]. Подобранные условия вскрытия и анализа проб дали возможность провести определение макро- и микрокомпонентов, РЗЭ и Y в пробах геостандартов, результаты которых хорошо воспроизводят аттестованные значения.

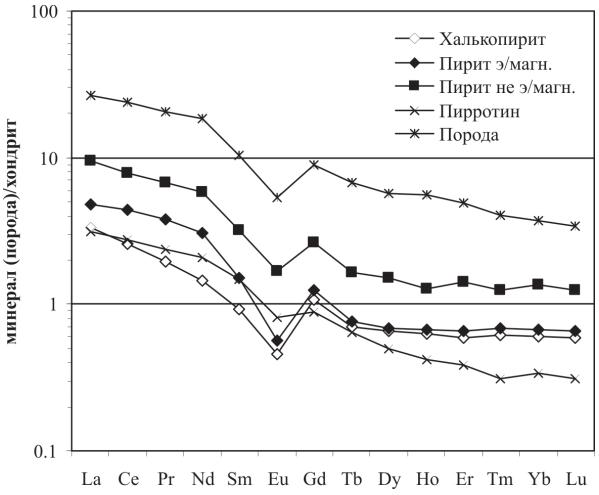


Рис. 1. Распределение РЗЭ в сульфидах и валовой породе из рудоносных габброноритов расслоенной интрузии Пеникат, Финляндия.

Таким же образом были проведены анализы сульфидных минералов и валовой породы из рудоносных габброноритов расслоенной интрузии Пеникат, Финляндия (рис.1, табл.1). Исследования показывают вполне ощутимые и измеряемые концентрации лёгких РЗЭ, включая Sm и Nd, достаточные для использования сульфидов в Sm-Nd методе датирования.

Анализ спектров РЗЭ в сульфидах показывает общий с валовой породой характер распределения. Это может говорить о том, что характер распределения редкоземельных элементов в сульфидах был унаследован из их родоначального магматического расплава, а образование сульфидов происходило на стадии кристаллизации породы. Подтверждением этого предположения служат изотопно-геохронологические Sm-Nd данные, полученные для этих габброноритов финской расслоенной интрузии Пеникат. Sm-Nd изотопные исследования проводились по методике, описанной в работах [2, 6]. Изотопный Sm-Nd возраст по сульфидным минералам, плагиоклазу и породе в целом составил 2426±38 млн. лет (рис. 2, табл. 1).Этот возраст в пределах ошибки согласуется с ранее полученным для интрузии Пеникат Sm-Nd возрастом, равным 2410±64 млн. лет [8].

Таким же образом была получена Sm-Nd изохрона для рудоносных габброноритов месторождения Малая Пана (Федорово-Панский расслоенный интрузив). Изотопный Sm-Nd возраст по породе в целом, породообразующим и сульфидным минералам составил 2467±39 млн. лет (рис. 3, табл. 1). Этот возраст хорошо согласуется с уже известным U-Pb возрастом для габброноритов нижнего расслоенного горизонта, который равен 2470±9 млн. лет [7].

В обоих случаях фигуративные точки сульфидов лежат на изохронах, что подтверждает тезис о синхронности образования сульфидов и кристаллизации породы.

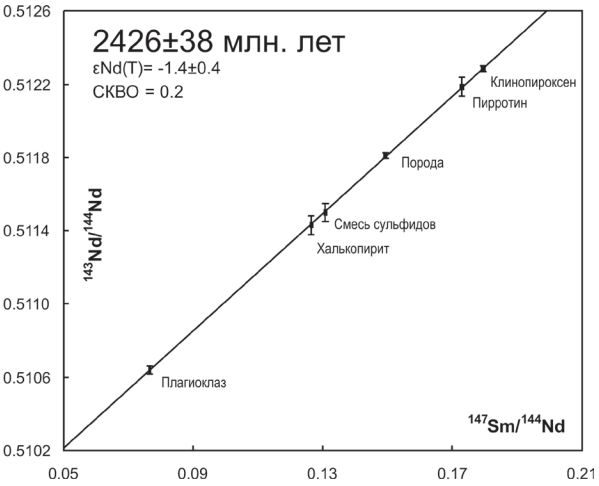


Рис. 2. Минеральная Sm-Nd изохрона для рудоносных габброноритов расслоенной интрузии Пеникат (Финляндия).

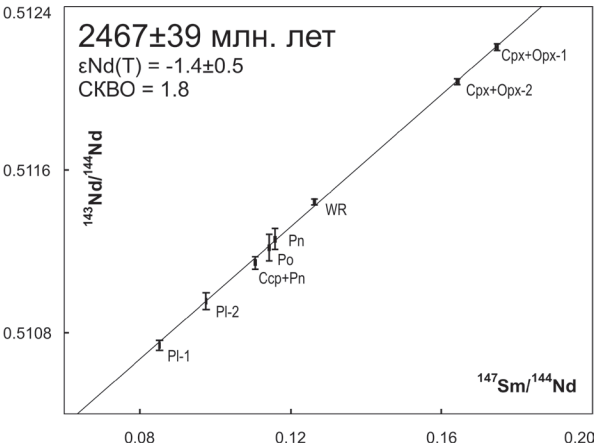


Рис. 3. Минеральная Sm-Nd изохрона для габброноритов месторождения Малая Пана.

Табл. 1. Изотопные Sm-Nd данные для исследованных образцов.

	Концентрация, ppm		Изотопные отношения			T_{DM}, млн. лет	ε_{Nd}
	Sm	Nd	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	Err.		
Рудный габбронорит (Пеникат)							
Порода	2.00	10.07	0.14938	0.511811	28	3158	-1.4
Плагиоклаз	0.65	3.66	0.07654	0.510639	22		
Клинопироксен	1.90	6.40	0.17956	0.512285	9		
Халькопирит	1.00	0.65	0.13085	0.511499	53		
Пирротин	0.30	2.02	0.17299	0.512185	47		
Смесь сульфидов	0.11	0.71	0.12648	0.511431	46		
Габбронорит (Северный Риф, Малая Пана)							
WR	1.04	4.99	0.12632	0.511441	10	2967	-1.7
Po	0.03	0.15	0.11439	0.511217	69		
Pn	0.01	0.04	0.11600	0.511259	53		
Ccp + pn	0.02	0.12	0.11064	0.511143	27		
Pl - 1	0.33	2.30	0.08528	0.510738	24		
Pl - 2	0.07	0.46	0.09767	0.510957	39		
Cpx + opx 1	4.75	16.44	0.17467	0.512203	7		
Cpx + opx 2	2.54	9.34	0.16412	0.512033	9		

Таким образом, на основании исследований можно сделать следующие выводы:

- впервые с использованием сульфидных минералов в качестве минералов-геохронометров в Sm-Nd методе были продатированы сингенетичные сульфидные рассеянные вкрапленности промышленно рудных объектов - рудоносные габбронориты интрузии Пеникат и габбронориты месторождения Малая Пана.

- впервые были получены спектры распределения РЗЭ в сульфидных минералах из рудоносных габброноритов расслоенной интрузии Пеникат (Финляндия) и обоснована их кристаллизация из расплава, одновременная с породообразующими минералами.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 10-05-00058, НШ 1413.2006.5, Госконтракта с Федеральным агентством по науке и инновациям 02.445.11.7403 и Российско-финского проекта Interreg Tacis K-0193.

Список литературы

1. Дубинин А.В. (1993). Масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой: Определение редкоземельных элементов в стандартных образцах донных отложений океанского генезиса // Геохимия. № 11, с. 1605-1619.

2. Екимова Н.А., Серов П.А., Баянова Т.Б., Елизарова И.Р., Митрофанов Ф.П. (2011). Распределение РЗЭ в сульфидных минералах и Sm-Nd датирование рудогенеза расслоенных базитовых интрузий // Доклады АН, 2011, т. 436, №1.

3. Елизарова И.Р., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. и др. (2009) // мат. III Всероссийской конф. с междунар. участием "Масс-спектрометрия и ее прикладные проблемы", Москва, НУ-8, с. 110.

4. Римская-Корсакова М.Н., Дубинин А.В. Редкоземельные элементы в сульфидах подводных гидротермальных источников Атлантического океана // Доклады АН, 2003, Т. 389, № 5, С. 672-676.

5. Римская-Корсакова М.Н., Дубинин А.В., Иванов В.М. (2003). Определение РЗЭ в сульфидных минералах методом ICP-MS после ионообменного концентрирования // Журнал аналитической химии, Т. 58, № 9, с. 975-979.

6. Серов П.А., Екимова Н.А. (2003). Возможности Sm-Nd датирования рудных процессов с использованием сульфидов // Вестник МГТУ, т. 12, №3, С. 456-460.

7. Balashov Y.A., Bayanova T.B., Mitrofanov F.P. (1993). Isotope data on the age and genesis of layered basic-ultrabasicintrusions in the Kola Peninsula and northern Karelia,northeastern Baltic Shield // Precambrian Res.,V 64, № 14. – P. 197-205.

8. Huhma H., Cliff R., Perttunen V. et. al. (1990). Sm-Nd and Pb isotopic study of mafic rocks associated with early Proterozoic continental rifting: the Peraipohja schist belt in northern Finland // Contrib. Mineral. Petrol., V. 104, P. 369-379.

9. Mills R.A., Elderfield H. (1995). Rare earth element geochemistry of hydrothermal deposits from the active TAG Mound, 26 °N Mid-Atlantic Ridge // Geochim. et Cosmochim. Acta, V. 59, №17, P. 3511-3524.

10. Morgan J.W., Wandless G.A. (1980). Rare earth element distribution in some hydrothermal elements: evidence for crystallographic control // Geochim. et Cosmochim. Acta, V. 44, P. 973-980.

ОПЫТНО-МЕТОДИЧЕСКИЕ РАБОТЫ НА ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В ЗЕЛЕНОКАМЕННОМ ПОЯСЕ ИЛОМАНТСИ (ФИНЛЯНДИЯ)

Изоткина Л.И.

Институт геологии КарНЦ РАН, Mineral Exploration Network (Finland) Ltd. (Kareliangold.com)

г. Петрозаводск, E-mail: luba5_89@mail.ru

Архейские зеленокаменные пояса Фенноскандинавского щита, которые прослеживаются в пределах как финской, так и российской территории, привлекают внимание из-за локализации в них месторождений золота (рис. 1.).

Установление закономерностей расположения золоторудных месторождений в пределах архейских зеленокаменных поясов Финляндии позволит провести аналогию с архейскими зеленокаменными поясами на территории России и, таким образом, значительно облегчит поиски потенциально рудоносных участков.

Зеленокаменные пояса, расположены на всех континентах, хорошо изучены. С ними связано большое количество золоторудных месторождений. В пределах зеленокаменного пояса Иломантси также встречаются золоторудные месторождения, но их количество и масштабы невелики. Некоторые специалисты объясняют данное явление малой изученностью района [2, 6], другие – отличительными особенностями формирования и преобразования пояса [1].

Работы на выявление золотоносности и выделение отдельных перспективных участков на территории Финляндии проводятся компанией Mineral Exploration Network (Finland) Ltd. в течение трёх полевых сезонов 2009-2011 годов.

Используемая методика включает в себя комплекс работ (геологические, геофизические и геохимические съёмки), который позволяет эффективно решить поставленные задачи, с минимальной затратой времени и средств.

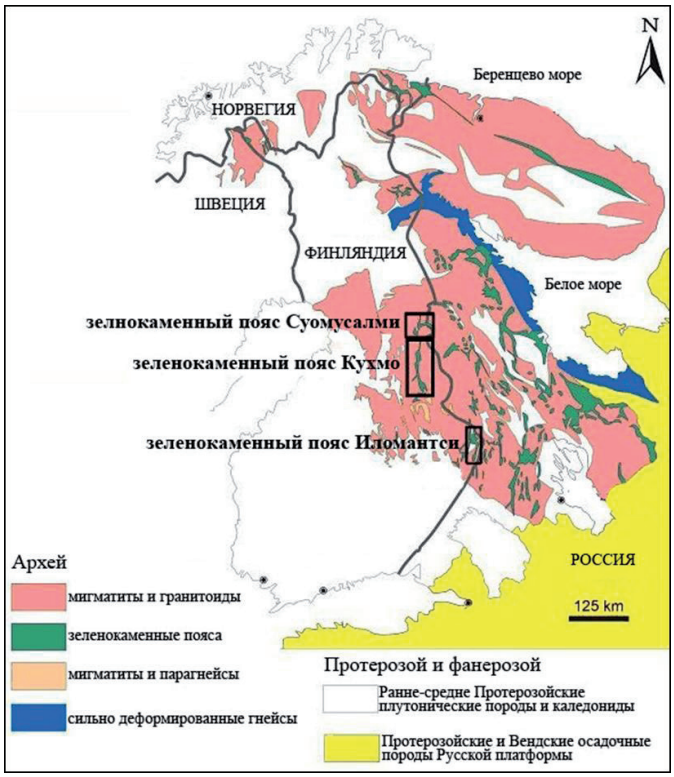


Рис. 1. Схема размещения зеленокаменных поясов [6]

Фенноскандинавский щит является самым крупным фрагментом докембрийского щита на территории Европы. Его металлогенические перспективы обуславливаются: аналогия с крупными хорошо изученными архейскими кратонами других частей земли; наличие архейских зеленокаменных поясов (Иломантси, Кухмо и др.); высокая золотоносность архейских зеленокаменных поясов по всему миру; золоторудные месторождения (Пампало, Валкеасуо и др.).

Рассматриваемый район работ находится в восточной части Финляндии, в 50 км от г. Иломантси. В геологическом отношении участок расположен в пределах зеленокаменного пояса Ялонвара-Иломантси-Тулос. Здесь известны небольшие россыпи ледникового и аллювиального происхождения, несколько незначительных рудопроявлений золота, а также действующий рудник Пампало (Pampalo).

На территории Финляндии известно более 200 месторождений и рудопроявлений золота, которые находятся на разной стадии изучения и эксплуатации: отработанные и отрабатываемые месторождения, а также перспективные рудопроявления.

По геологической позиции золоторудные месторождения на территории Фенноскандии подразделяются на: месторождения в архейских зеленокаменных поясах; месторождения в палеопротерозойских зеленокаменных поясах; месторождения в свекофеннидах; палео- и современные россыпи в речных и ледниковых отложениях.

Вне зависимости от геологической позиции, золоторудные месторождения Фенноскандии относятся к нескольким генетическим типам [5]: орогенному; порфировому; эпитермальному; скарновому; палеороссыпям; россыпям.

Зеленокаменный пояс Иломантси (Хатту) является частью крупной системы зеленокаменных поясов Ялонвара-Хатту-Тулос. Эта система прослеживается как на территории Финляндии, так и на территории Карелии. Зеленокаменный пояс Иломантси расположен в восточной Финляндии в архейском домене Фенноскандинавского щита. Пояс представляет собой субпараллельные синклинальные складчатые структуры, выполненные архейскими вулканогенно-осадочными образованиями, сопряженными с массивами гранодиоритов. В пределах зеленокаменного пояса Иломантси известно 16 рудопроявлений. Крупнейшие Пампало и Валкеасуо.

Недостаточная обнаженность площади не позволяет создать кондиционную геологическую основу для поисков. В пределах площади выделяются породы зеленокаменного пояса и гранито-гнейсового обрамления. Также обособляются кристаллические сланцы амфибол-кварц-полевошпатового состава, поле развития которых локализовано в центральной части участка (рис. 2.).

Поскольку территория характеризуется низменным рельефом, большая часть изучаемой площади заболочена. Коренные породы обнажаются в дорожных врезках, в виде лбов и крутых скальных выходов. В зеленокаменном поясе Иломантси золотая минерализация тяготеет к контактовым зонам тоналитовых интрузий и кристаллических сланцев. Золото имеет место в кварцевых (± турмалин) жилах, а также образует вкрапленность в кварц-серицитовых сланцах, обычно содержащих сульфиды железа и в примесных количествах теллуриды и минералы висмута. Наиболее значимые результаты были получены для хлорит-амфиболовых сланцев, (98.6 ppb), а также окварцованных и пиритизированных пород (160 ppb).

Границы зеленокаменного пояса отчётливо выражены в магнитном поле. Залегание пород подчиняется субмеридиональному простиранию с крутым падением на восток, восток-северо-восток. Южная и северная части пояса смещены друг относительно друга дислокацией северо-западного простирания, которая не прослеживается на аэросъёмке. Также в результате детализации можно проследить разветвление аномалии в северной части. Кроме того, помимо основного смещения присутствуют также незначительные дислокации внутри аномалий. Сдвиговые нарушения имеют северо-западное, субширотное и широтное направления.

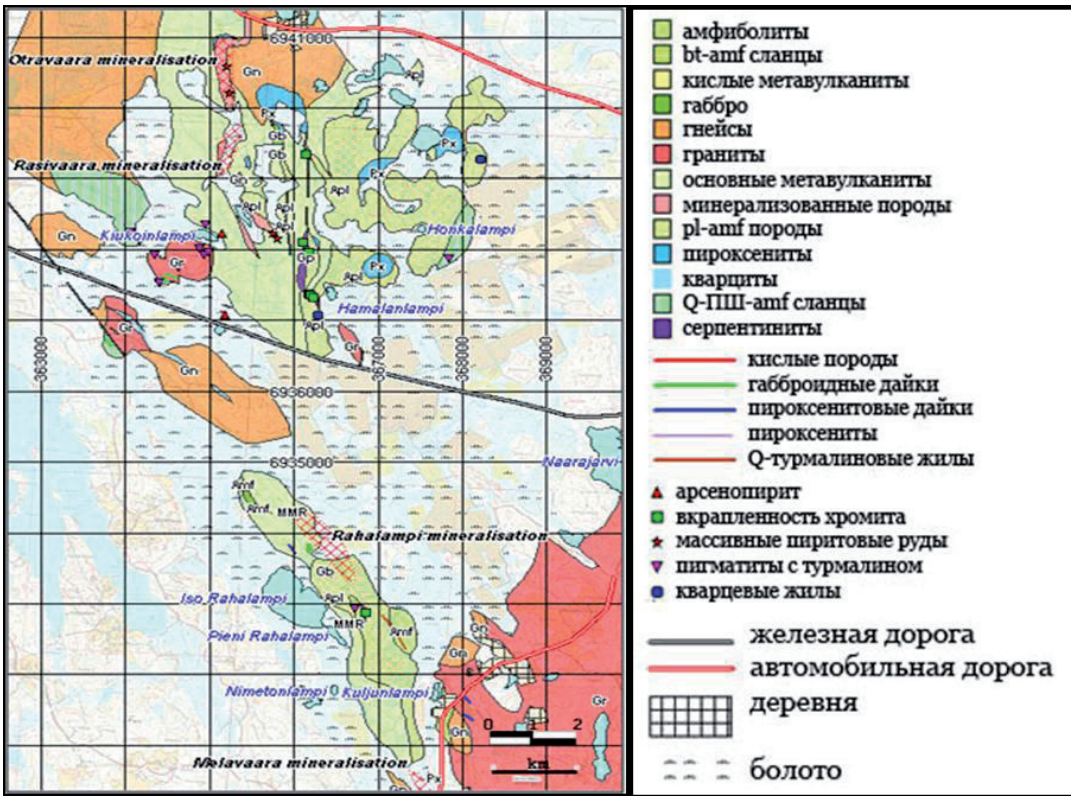


Рис. 2. Геологическая карта лицензионной площади "Коверо" [3]

Геохимические работы осуществлялись по вторичным ореолам рассеяния рудных элементов. Данный метод является наиболее предпочтительным, так как в условиях расчлененного рельефа необходимо на значительной по площади территории выделить перспективные участки. В результате этой съёмки устанавливаются общие границы аномального объекта. Основным элементом-индикатором был выбран мышьяк. Наиболее сильная элементная корреляция золота наблюдается с As (Ккор = 0,55), Te (Ккор = 0,38), Cu (Ккор = 0,31). Кроме того, основываясь на результатах работ геологической службы Финляндии, все скважины, вскрывшие золотую минерализацию, расположены в пределах аномалий мышьяка.

Геофизические работы позволили сократить объем геохимической съёмки. Наиболее интенсивные аномалии мышьяка наблюдаются на границы ЗКП (рис. 3.).

В результаты проделанных работ: геологических, геохимических и геофизических, можно сделать следующие выводы:

Высокая перспективность территории в пределах архейских зеленокаменных поясов на наличие золоторудных участков;

Возможность выделения структур, связанных с локализацией рудопроявлений, геофизическими методами (магнитометрическая и электромагнитная съёмки);

Необходимость детальных поисков путём сгущения сети опробования по вторичным ареолам и уменьшения шага магниторазведки и электроразведки (метод вызванной поляризации), а также разбуривание аномальных участков.

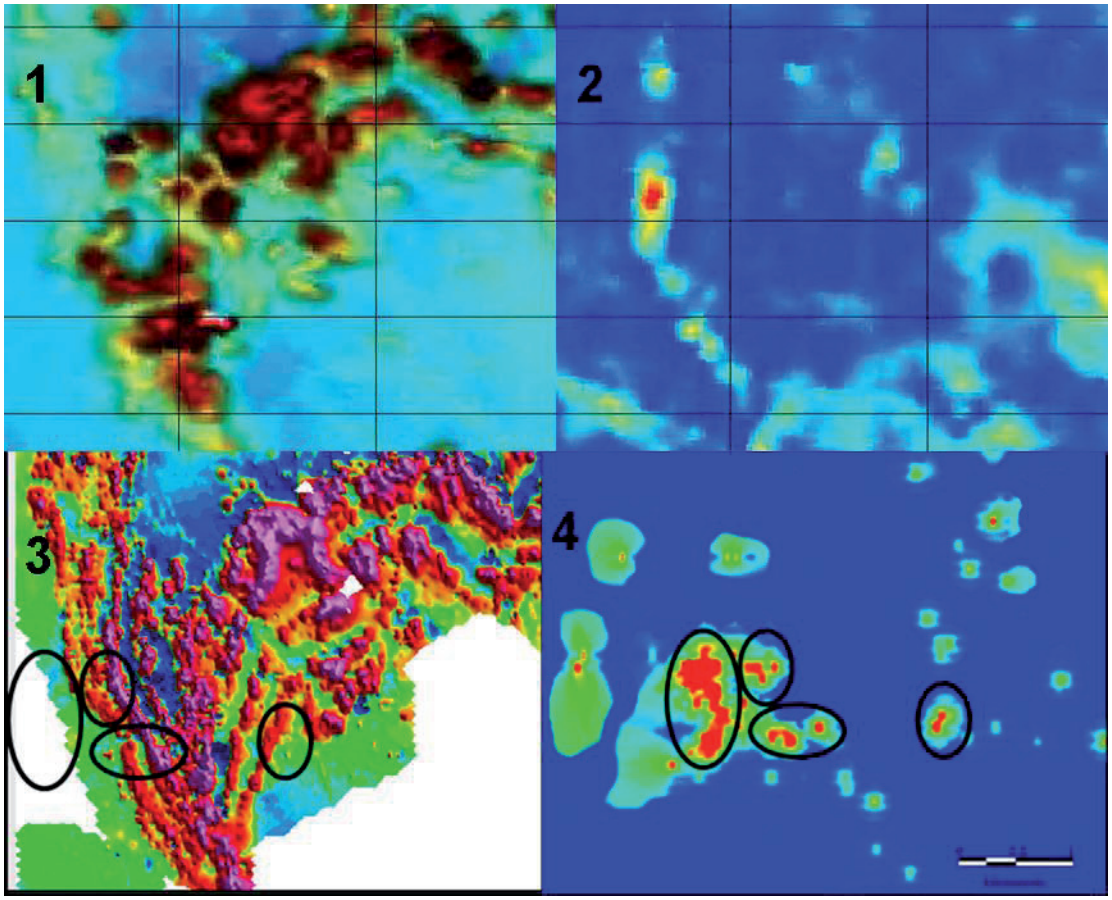


Рис. 3. Западная часть участка Коверо. Карта аэромагнитной съемки [7] (1); карта аэроэлектромагнитной съёмки [7] (2); карта наземной магнитной съёмки (3); карта распределения мышьяка (4).

Автор выражает благодарность за помощь в подготовке доклада главному геологу Mineral Exploration Network (Finland) Ltd А.Б. Михайлову и сотрудникам Института геологии КНЦ РАН.

Список литературы

1. Иващенко В. И. Проблемы и перспективы золотоносности Фенноскандинавского щита // Матер. Всерос. конф. Апатиты: КНЦ РАН, 2010. С. 36-50.

2. Кулешевич Л.В. Золотое оруденение Карелии // Матер. Всерос. конф. Апатиты: КНЦ РАН, 2010. С. 76-83

3. Новоселов К. А., Хворов П. В., Михайлов А. Б., Ермолина О. С. Геологическое строение и минерализация западной части пояса Иломантси (Финляндия) // XIV чтения памяти А. Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УРО РАН, 2009. С. 48–50.

4. Юдин С.Н., Гербяк С.Ю., Магницкая Т.Э., Толстых Л., Юдина И.А. Отчет о результатах работ на объекте «прогнозно-поисковые работы на золото на Ялонваарской перспективной площади (республика Карелия)». Петрозаводск: ГУП РК «Карельская геологическая экспедиция», 2005. 316 с.

5. Groves D. The gold potential of Finland: an initial appraisal // Fifth Fennoscandian exploration and mining meeting. Rovaniemi, Finland, 2005 p. 27.

6. Luukkonen E., Halkoaho T., Hartikainen A. Ita-Suomen arkeeiset alueet – hankken (12201 ja 210 5000) toiminta vuosina 1992-2001 Suomussalmen, Hyrynsalmen, Kuhmon, Nurmeksen, Rautavaaran, Valtimon, Lieksan, Ilomantsin, Kiihtelysvaaran, Enon, Kontiolahden, Tohmojarven ja Tupovaaran alueela. Geol. Surv. Finland, 2002. 265 p.

7. www. gtk.fi, Геологическая служба Финляндии.

ВЕРХНЕМАНТИЙНЫЕ ЭКЛОГИТОВЫЕ КСЕНОЛИТЫ АЛМАЗОНОСНОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ КАТОКА (АНГОЛА).

Королев Н.М.
Санкт-Петербургский государственный университет, nm.korolev@yandex.ru

Введение. Кимберлитовая трубка Катока расположена на древнем архейском щите Кассаи, частично охватывающем северо-восток Анголы. Данную трубку отличает сложное геологическое строение и значительное петролого-минералогическое разнообразие слагающих её пород. Трубка Катока представляет интерес не только как исключительно богатое алмазоносное тело (четвертое место по запасам алмазов в мире), она также содержит глубинные ксенолиты верхнемантийных пород эклогитового и перидотитового составов (обычно размером 5-20 см) [1]. Ксенолиты несут ценную информацию о термобарических, петрохимических и минералогических особенностях верхней мантии.

Цель работы: всестороннее изучение комплекса верхнемантийных эклогитовых ксенолитов, генетически связанных с высокоалмазоносными кимберлитами трубки Катока. Первоочередные задачи, поставленные в исследовании: изучение химического состава минеральных фаз, классификация эклогитов, детальное изучение эклогитовых гранатов и сопоставление их с другими гранатами из верхнемантийных ксенолитов как эклогитовых, так и пироксенит-перидотитовых разновидностей, оценка термобарических условий образования эклогитов.

Методика. Исследование состава минералов (главные элементы) производилось в плоско полированных шлифах (9 образцов) на электронном сканирующем микроскопе JSM-6510 с энергодисперсионной системой химического анализа JET-2200 фирмы JEOL в ИГГД РАН. Условия съёмки: ускоряющее напряжение катода 20 kV, фокусное расстояние 10 мм. В качестве эталонов использовалась коллекция природных минералов.

Термобарические условия образования ксенолитов оценивались при помощи программы PTQuick с использованием гранат-клинопироксеновых термометров: Elis&Green 1979 [3], Krogh 2000 [4], Nakamura 2006 [5], и гранат-клинопироксенового барометра Simakov 2008 [6].

Помимо вышеуказанных анализов был применён метод ICP MS для определения содержания редкоземельных элементов в валовом составе ксенолитов (7 проб).

Результаты. *Петрография ксенолитов.* Минеральные ассоциации восьми образцов соответствуют эклогитам, один из ксенолитов является лерцолитом. Среди изученных эклогитов можно выделить три группы: высокомагнезиальные пироповые (Py эклогиты), низкомагнезиальные, условно «альмандиновые» («Alm» эклогиты) и высокоглиноземистые (high-Al_2O_3 эклогиты) (табл. 1.).

Эклогиты пироповой группы (kat-2, 16, 18) сложены минералами с повышенным содержанием магния: гранат в них представлен пиропом (содержание пропового минала > 65%), а клинопироксен – высокомагнезиальным омфацитом. Особенностью данных пород является наличие ниобиевой разновидности рутила. В образце kat-16 выделены вторичные минералы – мусковит, доломит, барит.

В *«альмандиновых» эклогитах* (kat-1, 3, 11, 13) гранат представлен низкомагнезиальным пиропом, клинопироксен был определен как низкомагнезиальный омфацит, в качестве акцессорного минерала выступает рутил. Вторичные минералы практически не представлены, только образец kat-11 содержит мусковит, обеднённый магнием.

Табл. 1. Минеральные ассоциации кимберлитовых ксенолитов.

№ пробы	Порода	Py	L-Mg Py	Gros	H-Mg Omf	L-Mg Omf	Cr-Di	Di-Jd	En	Fe-En	Fo	Fe-Fo	Rt	Nb-Rt	FeO		Вторичные минералы
kat-1	Низкомагнезиальный эклогит		+			+									+		
kat-3			+		+	+							+				
kat-11			+			+							+				musk
kat-13			+			+							+				
kat-14	Высокоглиноземистый эклогит			+				+					+			+Ki	Pl+Fsp
kat-2	Высокомагнезиальный эклогит	+			+									+	+		
kat-16		+			+					+							musk+bar+dol
kat-18		+			+									+			
kat-19	Гранатовый лерцолит	+					+		+		+				+		musk

Py – пироп, L-Mg Py – низкомагнезиальный пироп, Gros – гроссуляр, H-Mg Omf высокомагнезиальный омфацит, L-Mg Omf – низкомагнезиальный омфацит, Cr-Di – хромсодержащий диопсид, Di-Jd – диопсид-жадеит, En – энстатит, Fe-En – железистый энстатит, Fo – форстерит, Fe-Fo – железистый форстерит Rt – рутил, Nb-Rt – ильменорутил, FeO – оксиды железа, Ki – кианит, musk – мусковит, Pl – плагиоклаз, Fsp – микроклин, bar – барит, dol – доломит, qtz – кварц, spt – серпентин, cal – кальцит.

Высокоглиноземистый эклогит (kat-14) сложен в основном альмандин-гроссуляровым гранатом и диопсид-жадеитом, в небольшом количестве содержит кианит, образующий включения в гранате. В виде карманов и прожилков в образце присутствуют зоны, с развитыми и хорошо ограненными кристаллами альбита и микроклина. Вероятнее всего, это зоны локального декомпрессионного плавления эклогитов, впоследствии окристаллизованные.

Все эклогиты имеют грано бластовую структуру.

Лерцолит (kat-19) сложен хромсодержащим диопсидом, энстатитом, форстеритом и пиропом. В породе присутствуют единичные зерна оксидов железа и мусковит (вторичные минералы).

Минералогия ксенолитов. Гранаты относятся к пироп-альмандиновому ряду. В пироповых разновидностях (kat-2, 16, 18, 19) содержание магнезиального минала превышает 65 % (поле 1 на рис. 1.) и альмандиновый – превалирует над гроссуляровым. Гранаты ксенолитов, отнесенных к группе «Alm» эклогитов (kat-1, 3, 11, 13, 14) определены как низкомагнезиальные пиропы (содержание пиропового минала не превышает 43%), на тройной диаграмме пироп-гроссуляр-альмандин (рис. 1.) точки этих гранатов лежат в области 2, практически на границе пироп-альмандин. В образце kat-3обнаружен гранат с зональным строением, центральная часть которого сложена альмандиновой разностью, а краевая – пироповой. Отмечено, что две пробы пиропов отличаются повышенным содержанием хрома (kat-16, kat-19).

Клинопироксены представлены омфацитами, которые условно можно разделить на высоко- (kat-2, 3, 16, 18) и низкомагнезиальные (kat-1, 3, 11, 13). Для низкомагнезиальных омфацитов характерны повышенные содержания натрия. Среди высокомагнезиальных – выделяются две пробы, в одной установлено повышенное содержание Cr_2O_3 (~ 3.3 мас.%; kat-16), а во второй – повышенное содержание K_2O (1.2 мас.%; kat-18), при отсутствии этого элемента в остальных образцах. Помимо омфацитовых пироксенов в ксенолитах встречены хромсодержащие диопсидовые разновидности (kat-17, kat-19), и диопсид-жадеит (kat-14).*Ортопироксены* обнаружены только в двух пробах (kat-16, kat-19), их химический состав соответствует энстатиту. Содержание большинства главных элементов в них близки, однако в энстатите kat-16 установлено больше FeO, а также NiO.

Оливины представлены форстеритами (kat-19).

Акцессорные минералы. Наиболее распространёнными минералами в данной группе являются рутил и оксиды железа (гематит и/или магнетит; kat-1, 2, 17, 19). Рутил присутствует в двух разновидностях – собственно рутил (kat-3, 11, 13, 14), и ильменорутил (kat-2, kat-18). Содержание ниобия в ильменорутиле не превышают 11 мас. %. Оксиды железа во всех пробах имеют сходный состав с незначительным наличием примесей Ti, Mg, Ni. Кианит – акцессорный минерал в высокоглиноземистом эклогите. Он образует включения в гранате.

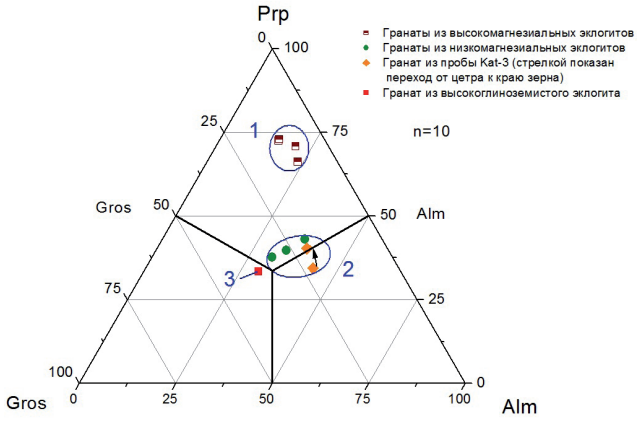


Рис. 1. Альмандин-пироп-гроссуляровая диаграмма. Поле 1 – пироповые гранаты высокомагнезиальных эклогитов и лерцолита, поле 2 – альмандин-пироповые гранаты низкомагнезиальных эклогитов, точка 3 – гранат из высокоглиноземистого эклогита (kat-14).

*Вторичные минералы***.** Наиболее широко проявлены вторичные изменения в ксенолитах kat-16 и kat-17. Здесь присутствуют такие минералы как мусковит, барит, серпентинит, кальцит, доломит и кварц. В незначительном количестве мусковит также содержится в пробах kat-11 и 19.

Термобарометия. Результаты расчётов P-T параметров равновесных минеральных ассоциаций приведены в таблице 2. Исходя из полученных данных, можно говорить о том, что все ксенолиты были образованы в условиях стабильности алмаза, расчётные точки ксенолитов в координатах температура-давление лежат гораздо ниже линии равновесия графит-алмаз (по Bundy et. al. 1996 [2]) и не превышают глубин 200-210 км.

Распределение REE элементов подтверждает правильность разделения ксенолитов на группы. Ксенолиты, содержащие пироповые разновидности граната резко обогащены лёгкими элементами, в то время как для низкомагнезиальных ксенолитов характерен более пологий тренд, а в некоторых случаях они напротив могут быть и обогащены тяжёлыми элементами.

Табл. 2. Температуры и давления равновесий минералов в верхнемантийных ксенолитах.

Sample	#1	Tool	Minerals	#2	Tool	Minerals	T,°C	P,kbar
Kat-1	T	N06	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1138	57.8
Kat-1	T	K00	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1164	59.2
Kat-1	T	EG79	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1091	55.3
Kat-2	T	N06	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1273	66.4
Kat-2	T	K00	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1126	56.3
Kat-2	T	EG79	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1108	55.0
Kat-3c	T	N06	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1108	61.8
Kat-3c	T	K00	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1184	66.2
Kat-3c	T	EG79	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1070	59.6
Kat-3r	T	N06	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1278	73.8
Kat-3r	T	K00	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1413	81.7
Kat-3r	T	EG79	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1195	68.9
Kat-11	T	N06	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1001	48.5
Kat-11	T	K00	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1043	50.7
Kat-11	T	EG79	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1036	50.3
Kat-13	T	N06	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	976	46.3
Kat-13	T	K00	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1048	49.9
Kat-13	T	EG79	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1053	50.1
Kat-14	T	N06	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	945	43.4
Kat-14	T	K00	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1048	48.2
Kat-14	T	EG79	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1070	49.2
Kat-16	T	N06	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1513	75.4
Kat-16	T	K00	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1545	77.7
Kat-16	T	EG79	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1307	60.5
Kat-18	T	N06	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1332	72.5
Kat-18	T	K00	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1165	60.8
Kat-18	T	EG79	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1124	57.9
Kat-19	T	N06	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1412	75.3
Kat-19	T	K00	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1361	71.3
Kat-19	T	EG79	GrtCpx	P	S08	GrtCpx	1218	59.7

Kat-3c – в расчётах использованы центральные части зёрен гранатов, kat-3r – в расчётах использованы краевые части зёрен гранатов. N06 – термометр Nakamura (2006)[5], K00 – термометр Krogh (2000) [4], EG79 – термометр Ellis and Green (1979) [3], S08 – барометр Simakov (2008) [6]. Зелёным цветом выделены наиболее близкие результаты температур и давлений рассчитанных с использованием различных инструментов. Полученные значения температур и давлений следует воспринимать критически, они требуют более детального рассмотрения и анализа.

Выводы. Установлен неоднородный характер минерального и химического (главные оксиды и редкие элементы) составов эклогитовых ксенолитов, что позволило классифицировать их как: низкомагнезиальные, высокомагнезиальные и высокоглиноземистые эклогиты.

Определены термобарические условия равновесия минеральных ассоциаций ксенолитов, которые соответствуют полю стабильности алмаза.

Установлены некоторые минералогические особенности ксенолитов – было обнаружено, что ниобийсодержащие разновидности рутила приурочены к высокомагнезиальным эклогитам.

Список литературы

1. Зинченко В.Н., Деч В.Н., Шафрановский Г.И. Кимберлиты и алмазы трубки Катока. СПб. 2009. – 175 с.

2. Bundy F.R., Basset W.A., Weathers M.S., Hemley R.J., Mao H.U., and Goncharov A.F. The pressure-temperature phase and transformation diagram for carbon; updated through 1994 // Carbon. 1996. V. 34. No.2. p. 141-153.

3. Ellis D.J., Green D.H. An Experimental Study of the Effect of Ca Upon Garnet-Clinopyroxene Fe-Mg Exchange Equilibria // Contrib. Mineral. Petrol., 1979, v.71, p.13-22

4. Krogh Ravna E.J. The garnet-clinopyroxene Fe[2+]-Mg geothermometer: an updated calibration // Journal of Metamorphic Geology, 2000, v.18(2), p.211-219

5. Nakamura D. A new formulation of garnet-clinopyroxene thermometer using large number of experimental data with graphite capsules // 19th General Meeting of the International Mineralogical Association, Kobe, Japan (July. 2006). Program & Abstract, 2006, p.102

6. Simakov S.K. Garnet-clinopyroxene and clinopyroxene geothermobarometry of deep mantle and crust eclogites and peridotites // Lithos, 2008, v.106, p.125-136

РТ-УСЛОВИЯ СВЕКОФЕННСКОГО МЕТАМОРФИЗМА И МЕТАСОМАТОЗА В ПОРЬЕГУБСКОМ ПОКРОВЕ ЛАПЛАНДСКОГО ГРАНУЛИТОВОГО ПОЯСА БАЛТИЙСКОГО ЩИТА.

Лебедева Ю.М.
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, y.m.lebedeva@ipgg.ru

Порьегубский покров, наряду с вышележащим Умбинским покровом и нижележащим Колвицким тектоническими покровами, является составной частью юго-восточного Умбинско-Колвицкого фрагмента Лапландского гранулитового пояса. В этом районе отчетливо выражены зоны сдвиговых деформаций различной мощности, как на границе покровов, так и внутри последних. Отличительной особенностью таких зон является концентрация в них жильных тел гидротермально-метасоматитческих пород разного минерального состава с гранулитовыми парагенезисами, которые свидетельствуют о существовании на уровне гранулитовой фации интенсивных высокотемпературных флюидных потоков [3]. Палеопротерозойский свекофеннский возраст метаморфизма и метасоматоза (1913-1914 млн. лет) установлен U-Pb SHRIMP-II методом датирования цирконов [2] и изохронными Sm-Nd (1863±11, 1886±9, 1912±11 млн. лет) и Rb-Sr (1860±7 млн. лет) методами датирования минеральных парагенезисов [4].

Характеристика метаморфических и метасоматических пород. Сдвиговые зоны с телами метасоматических пород расположены в толще тектонических пластин, состоящих из клинопироксеновых, двупироксеновых (± биотит, роговая обманка) и ортопироксеновых (± биотит) кристаллических сланцев основного и среднего состава с прослоями ортопироксеновых плагиогнейсов. Степень мигматизации варьирует в широких пределах в разных зонах. Пластины безгранатовых гранулитов чередуются с гранатсодержащими разновидностями. Для многих разновидностей и метаморфических пород и метасоматитов обычны типичные бластомилонитовые структуры со струйчатым распределением минералов.

В одной из сдвиговых зон протяженностью более 16 км при мощности около 100 метров (участки Паленый, Костариха и Наумиха), сосредоточены метасоматические богатые кварцем Mg-Al-Si породы с силлиманитом, высокомагнезиальными ортопироксеном и гранатом, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и поздними кордиеритом и биотитом. С ними пространственно связаны разнообразные по составу богатые основаниями и щелочами (Fe, Mg, Ca, Na, K) порфиробластические и жильные породы: силлиманит-ортопироксен-гранатовые, силлиманит-кордиерит-ортопироксеновые, а также гранатовые, скаполит-диопсидовые, карбонат-диопсидовые, силлиманит-биотитовые, биотит-ортопироксеновые, калишпат-биотитовые. Присутствующие среди метасоматитов гранат-силлиманит-ортопироксеновые породы являются хорошим минералогическим индикатором экстремально высоких Т и Р при метасоматозе. Наличие парагенезиса шпинель+кварц также указывает на очень высокие температуры.

Целью данной работы являлось определение РТ-условий образования метасоматических пород в сдвиговых зонах и окружающих их гранулитов в разных частях покровной структуры, так как не было полной и однозначной информации о термодинамических условиях близких по возрасту палеопротерозойских метаморфических и метасоматических процессов.

Термобарометрия. Методом минеральной термобарометрии TWEEQU [5] на основе расчета множества линий моновариантных минеральных равновесий с оценкой степени равновесности минеральной ассоциаций, были исследованы вмещающие кристаллические сланцы (Б870-21, Б796-2), они же на границе с зонами метасоматоза (Б796-8, Б1016-15, Б1024-94) и сами метасоматические породы (БЛГ-2, БЛГ-3, Л4-2а, Л4-2б, Б801-56, Б1021-13-1, Б1021-16, Б1024-97а, Б1024-97в). Для расчётов использована взаимосогласованная база данных Р. Бермана и Л.Я. Арановича версии 2.02b [6].

Таблица 1. Р-Т параметры образования кристалических сланцев (вмешающих гранулитов) и метасоматических пород участка Паленый.

Образец	Порода	Парагенезис	IR	Р,кбар	СКО	Т,°С	СКО
Кристаллосланцы (вмещающие гранулиты)							
Б870-21	Мелко-среднезернистый кристаллосланец	PlOpxGrBtKfsOpq	3	6	0	899	0
Б796-2	Среднезернистый кристаллосланец	PlGrCpxOpxHb OpqKfs	4	5.4	0.9	818	33
Б796-8	Среднезернистый окварцованный кристаллосланец на границе с зоной метасоматоза	PlGrOpxCpxQuHbBtKfsOpq	4	8.6	0.6	865	9

Б1016-15б	Среднезернистый окварцованный кристаллосланец на контакте с жилой метасоматита	PlGrOpxOpqQuBt	3	9.9	0.3	784	0
Богатые кварцем метасоматические породы							
БЛГ-2_F2	Средне-крупнозернистый кварцевый бластомиллонит	QuOpxGrSilBt	4	10.8	0.4	880	9
БЛГ-2_F3	Средне-крупнозернистый кварцевый бластомиллонит	QuOpxGrBtSil	4	10.1	0.4	870	9
БЛГ-2_F4	Зона обогащения Bt, Kfs и Opx в кварцевом бластомилоните	BtOpxQuSilKfsGr Pl	5	10.2	0.4	862	15
БЛГ-3_F1	Зона обогащенная Kfs в кварцевом бластомилоните	OpxKfsAbQuSilGr Bt	4	10.2	0.8	783	33
Л4-2а	Среднезернистый кварцевый бластомилонит с Crd и сульфидами	QuOpxCrdOpqBt Sil	4	9.6	0.3	889	15
Л4-2б	то же	QuOpxCrdOpqBt Sil	4	9.2	0.2	841	8
Железо-магнезиальные метасоматические породы							
Б801-56_F2	Крупно-гигантозернистая Opx-Gr порода	GrOpxSilPlQuBt Opq	4	9.3	0.1	838	1
Б801-56_F1	Участок обогащенный Crd в Opx-Gr породе	GrOpxCrdPlBt	4	5.5	0.8	666	14

Примечание (для этой и последующих таблиц): Обозначение минералов – как в работе [1]. Использованные для расчёта пучков минералы - подчёркнуты; IR – количество линейно независимых реакций в пучке; СКО – средне квадратичное отклонение.

Таблица 2. P-T параметры образования метасоматических пород участка Костариха.

Образец	Порода	Парагенезис	IR	P, кбар	СКО	T,°C	СКО
Обогащенные кварцем метасоматические породы							
Б1021-16_ F1	Средне-крупнозернистый богатый кварцем бластомиллонит	QuPlOpxGrSilBt	5	11.2	0.3	908	8
Б1021-16_ F4	то же	QuPlOpxGrSilBt	5	10.7	0.3	871	12
Железо-магнезиальные метасоматические породы							
Б1021-12_ F5	Средне-крупнозернистая Crd-Opx порода	OpxPlCrdQuBtSil	4	9.5	0.5	881	32
Б1021-13-1_F1	Средне-крупнозернистая Crd-Opx порода с сульфидами	OpxPlCrdQuSilBtKfsOpq	4	9.7	0.7	925	41
Б1021-13-1_F2	то же	OpxPlCrdQuSilBtKfsOpq	4	9.3	0.6	866	37

Таблица 3. P-T параметры образования кристалических сланцев(вмешающих гранулитов) и метасоматических пород участка Наумиха.

Образец	Порода	Парагенезис	IR	P, кбар	СКО	T,°C	СКО
Кристаллосланцы (вмещающие гранулиты)							
Б1024-94	Среднезернистый окварцованный кристаллосланец на границе с зоной метасоматоза	PlOpxGrBtQuOpqKfs	4	9.6	0.1	842	2
Метасоматические породы							
Б1024-97в_F1	Средне-крупнозернистый Gr-Opx-Pl-кварцевый бластомиллонит	QuPlOpxGrBtSil	5	10.1	0.3	861	10
Б1024-97в_F2	то же	QuPlGrOpxBtSil	5	10	0.6	885	22
Б1024-97а_F2	то же	QuPlOpxGrBtSil	5	10.7	0.8	868	31
Б1024-97а_F1	Участок крупнозернистой Gr-Opx -Pl породы в кварцевом бластомиллоните	PlOpxGrQuBtSil	5	10.2	0.7	836	25

Выводы. Высокотемпературный высокобарический метасоматоз свекофеннского возраста (1912-1914 Ма, [2]) в зонах с интенсивными сдвиговыми диформациями протекал при пиковых параметрах (9.2-11.2 кбар и 800-925°С), больших, чем PT-параметры окружающих HT/HP гранулитов того же возраста (М2 = 8.6-9.9 кбар и 785-865°С). Вне зон интенсивных дислокаций и флюидного воздействия среди HT/HP гранулитов, по-видимому, сохранились фрагменты более ранних (1924 Ма, [2]) LP-гранулитов (М1 = 5.5-6 кбар и 820-900°С). Закономерное повышение P-T параметров к зоне сдвиговых деформаций может свидетельствовать о наличии компрессионного

эффекта при коллизионном свекофенском метаморфизме. Судя по реакционным структурам (замещение парагенезиса ортопироксена и силлиманита кордиеритом и гранатом) и по результатам термобарометрических исследований (табл.1, обр. Б801-56_F1), после достижения пиковых значений P и T происходит охлаждение и декомпрессия.

Полевые работы проводились на территории Кандалакшского государственного природного заповедника с большой помощью его руководства. Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ проекты 09-05-00392а, 11-05-12046_офи_м и НШ-5710.2010.5.

Список литературы.

1. Бушмин С.Б., Глебовицкий В.А. Схема минеральных фаций метаморфических пород // Записки Всероссийского минералогического общества CXXXVII. 2008. №2. С. 1-13.

2. Бушмин С.А., Глебовицкий В.А., Савва Е.В., Лохов К.И., Пресняков С.А., Лебедева Ю.М., Сергеев С.А. Возраст высокобарического метасоматоза в зонах сдвиговых деформаций при коллизионном метаморфизме в Лапландском гранулитовом поясе: U-Pb-SHRIMP-II-датирование цирконов из силлиманит-гиперстеновых пород Порьегубского покрова // Доклады РАН. 2009. Т. 428. № 6. С. 792-796.

3. Бушмин С.А., Доливо-Добровольский Д.В., Лебедева Ю.М. Инфильтрационный метасоматоз в условиях гранулитовой фации высоких давлений (на примере ортопироксен-силлиманитовых пород сдвиговых зон Лапландского гранулитового пояса) // Доклады РАН. 2007. Т. 412. №3. С. 383-387.

4. Лебедева Ю.М., Глебовицкий В.А., Бушмин С.А., Богомолов Е.С, Савва Е.В., Лохов К.И. Возраст высокобарического метасоматоза в зонах сдвиговых деформаций при коллизионном метаморфизме в Лапландском гранулитовом поясе: Sm-Nd метод датирования парагенезисов из силлиманит-ортопироксеновых пород Порьегубского покрова // Доклады РАН. 2010. Т. 432. № 1. С. 99-102.

5. Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications. Canadian Mineralogist. 1991. Vol. 29. pp. 833-855.

6. Berman R.G., Aranovich L.Y. Optimized standard state and solution properties of minerals: I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system FeO-MgO-CaO-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2. Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. Vol. 126. pp. 1-24.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ДАТИРОВАНИЕ (U-PB, SHRIMP II) ЦИРКОНОВ ИЗ МИГМАТИТОВ РАЙОНА ПАЛАЯ ЛАМБА (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ).

Матвеева Л.В.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, ml38@mail.ru

Наиболее древними породами Водлозерского домена, выделяемого в пределах Фенно-Карельской провинции Балтийского щита, являются породы тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации. К ним относят в первую очередь тоналиты района реки Лай-ручей, для которых U-Pb методом по циркону был определён возраст 3.24 млрд. лет [5]; а также тоналиты района среднего течения реки Выг с возрастом 3.15 млрд. лет [3].

Исследуемая в данной работе ассоциация пород района Палая Ламба (Центральная Карелия) считается наиболее древним геологическим объектом в северо-западной части Водлозерского домена. Ранее возраст тоналитов здесь был определён классическим U-Pb методом по циркону равным 3100±70 млн. лет [2].

Район Палая Ламба является уникальным в геологическом отношении объектом, в том числе и потому, что здесь наблюдаются непосредственные соотношения пород фундамента и метавулканитов коматиит-базальтового состава, слагающих Палаламбинский зеленокаменный пояс [1].

До настоящего времени эти породы остаются малоисследованными. Трудность в изучении палаламбинских тоналитов заключается в том, что породы в значительной степени и неоднократно мигматизированы, поэтому при проведении полевых работ особенное внимание уделялось отбору образцов: были выделены наименее затронутые мигматизацией участки субстрата и отдельно взяты образцы мигматизирующей породы.

В результате исследования пород в шлифах было установлено, что субстрат мигматитов представляет собой по составу тоналит, также было выделено два типа инъекционного материа-

ла, соответствующего двум этапам мигматизации: 1 этап – плагиомигматизация, неосома представлена породами трондьемитового состава, 2 этап – микроклинизация, неосома которой представлена микроклиновыми гранитами.

При исследовании столь многофазного комплекса пород, как палаламбинские мигматиты, большую информацию о последовательности формирования и о петрогенезисе в целом можно получить исследованием единичных зёрен циркона параллельно с их датированием U-Pb методом.

Для данного исследования были выделены цирконы из проб тоналитов (субстрат мигматитов) и цирконы из проб двух генераций жильного материала: трондьемитов и микроклиновых гранитов.

Выделенные цирконы сначала исследовались под бинокуляром на предмет морфологических особенностей. После изготовления шайб для изучения цирконов использовались оптические (в проходящем и отражённом свете) и катодолюминисцентные изображения, отражающие внутреннюю структуру и зональность кристаллов.

В результате данных исследований было выделено два основных морфотипа цирконов:

Первый морфотип – субидиоморфные короткопризматические зерна («бочонковидные») со сглаженными рёбрами (иногда почти овальные), прозрачные, светло-коричневого и желтоватого цвета, в них чётко проявлена ростовая зональность оболочек (в катодолюминесцентном изображении), во многих есть хорошо выраженные тёмные незональные ядра. Часто это сильно трещиноватые зерна с включениями.

Второй морфотип цирконов - длиннопризматические зерна («игольчатые»), прозрачные, светло-розового цвета, без ядер, зональные, менее трещиноватые и содержащие меньшее количество включений.

Более часто встречаются цирконы первого морфотипа, они присутствуют во всех трех генерациях пород мигматитов. В тоналитах больше распространены крупные (200*100 мкм) прозрачные субидиоморфные призматические кристаллы желто-коричневатого цвета, в трондьемитах по сравнению с более мелкими цирконами первого морфотипа преобладают еще более мелкие (100*30 мкм) прозрачные удлинённые кристаллы длиннопризматической «игольчатой» формы светло-розового цвета (второго морфотипа). Среди цирконов, выделенных из гранитов, есть зерна и первого, и второго морфотипов. Характерной их особенностью является наличие темных высокоурановых кайм обрастания.

U-Pb датирование цирконов осуществлялось на прецизионном вторично-ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II в Центре изотопных исследований (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург).

Для решения вопроса о том, какому процессу формирования породы отвечают полученные изотопные возрасты, были проведены геохимические исследования цирконов. С целью корректной интерпретации геохронологических данных определение содержаний РЗЭ проводилось в тех точках (кратерах) циркона, в которых и был получен U-Pb возраст. Анализ микропримесей РЗЭ в цирконах осуществлялся методом вторично-ионной масс-спектрометрии на приборе Cameca IMS-4F в Ярославском филиале Физико-технологического института РАН. Для анализа геохимических особенностей нами было отобрано 7 зёрен цирконов: 4 из которых – цирконы из субстрата мигматитов (тоналитов) и 3 зерна – цирконы из неосомы мигматитов (из трондьемита).

В цирконах тоналитов (субстрат мигматитов) – преимущественно короткопризматических «бочонковидных» кристаллах - были датированы незональные тёмные ядра и зональные оболочки обрастания. Полученные данные по измеренным ядрам и оболочкам по составу и соответственно по полученному возрасту существенно не отличаются. По-видимому, это результат перекристаллизации и перераспределения химических элементов в связи с последующей мигматизацией пород. Содержания U в зернах цирконов варьируют от 90 до 339 ppm, Th от 51 до 288 ppm, при отношении Th/U 0,43-0,88.

По измерениям цирконов из трёх проб тоналитов была построена дискордия, которая дала значение возраста 3141±9,7 млн. лет (10 зёрен конкордантных и 5 на дискордии, СКВО = 1,8). В настоящий момент это значение возраста 3141±9,7 млн лет интерпретируется как время формирования тоналитов.

Распределение РЗЭ было рассмотрено в трёх измеренных точках цирконов из тоналитов (132.1.1, 132.2.1, 132.4.1). Данные цирконы – это призматические идиоморфные кристаллы, обладающие совершенной магматической структурой, чёткой осцелляторной зональностью, хорошими люминесцентными свойствами. В них присутствуют более тёмные незональные ядра, имеющие серый цвет на катодолюминесцентных изображениях. Распределение РЗЭ (рис.1) в них характеризуется высокой степенью фракционирования, отношение (Lu/La)n составляет 282,57; 431,30; 2904,32. В данных точках рост нормированных концентраций РЗЭ с увеличением атомного номера, в соответствии с уменьшением радиуса иона, нарушается отчётливым максимумом

Ce и неотчетливым минимумом Eu. Характерная для магматических цирконов отрицательная Eu-аномалия в спектрах распределения РЗЭ данных цирконов проявлена слабо. По всей вероятности это связано с кристаллизацией циркона в высокотемпературных окислительных условиях до (или одновременно при) кристаллизации полевого шпата.

Обращают на себя особое внимание точки измерений двух ядер цирконов из субстрата мигматитов. В данных точках мы имеем более древние значения возраста: 3222±21 млн. лет при СКВО = 0,67. Содержания U соответственно 226 и 117 ppm, Th 114 и 109 ppm, Th/U 0.52 и 0.95. Эти два зерна отличаются от характерных тоналитам цирконов меньшими размерами, более тёмными цветами в катодолюминесцентном изображении. Вероятно, это детритовые зерна, принадлежащие протолиту тоналитов. Для них наблюдается слабофракционированное распределение РЗЭ (132.5.1 на рис.1), отношение (Lu/La)n= 15.9.

Цирконы из трондьемитов датировались в пяти точках, из них процессу плагиомигматизации соответствуют, по-видимому, три измерения мелких «игольчатых» кристаллов. Два зерна цирконов из трондьемитов (56.1.1 и 56.2.1)- это длиннопризматические кристаллы, обладающие магматической ростовой зональностью и хорошо проявляющие люминесцентные свойства, очень светлые в катодолюминесцентном изображении. Обладают темными тонкими оболочками. Одно зерно циркона из трондьемитов (56.6.1) - обломочное, длиннопризматического габитуса, зональное, но проявляет в значительно меньшей степени люминесцентные свойства, темно-серое в катодолюминесцентном изображении. По данным датирования это зерно в значительной степени дискордантно (D=25).

Цирконы из трондьемитов характеризуются содержанием U 100-400 ppm, Th 66-362 ppm, при варьирующем отношении Th/U 0.59-0.93.

Дискордия, построенная для проб трондьемитов дала значения возраста 2903±22 млн лет СКВО=0.57. Для ксеногенных цирконов получено значение возраста 3184±31 млн. лет СКВО=0.00, что коррелируется в пределах ошибки с полученными данными для цирконов тоналитов.

В цирконах трондьемитов (56.1.1, 56.2.1, 56.6.1, рис.1) отношение (Lu/La)n составляет 32.44; 12.17; 4.9, что соответствует слабо- и нефракционированному распределению РЗЭ.

Ce-аномалия в цирконах трондьемитов проявлена незначительно на фоне высокого содержания легких РЗЭ, зато отчетливо проявлена отрицательная Eu-аномалия.

Положительная Ce-аномалия вызвана вхождением в структуру циркона Ce+4 по схеме изовалентного изоморфизма [4]. Отчётливая Eu-аномалия цирконов трондьемитов свидетельствует о кристаллизации цирконов из обеднённого Eu расплава в результате кристаллизации полевых шпатов.

Показательные характеристики для цирконов были сопоставлены с данными цирконов магматических пород [4], для которых указаны отношения (Yb/Gd)n 17-30, (Yb/Sm) n 70-170 при сильно варьирующих концентрациях Yb (170-770 ppm).

Эти же отношения для цирконов тоналитов (132.1.1, 132.2.1, 132.4.1) близки к вышеуказанным отношениям магматических пород. При этом полученные спектры цирконов тоналитов характеризуются сильно фракционированным распределением (Yb/Gd)n 25-29, (Yb/Sm)n 80-135, концентрации Yb порядка 350-600 ppm. В то же время спектры распределения РЗЭ цирконов из трондьемитов (56.1.1, 56.2.1, 56.6.1) и древнего зерна из тоналитов (132.5.1) характеризуются нефракционированным и слабофракционированным распределением (Yb/Gd) n 0.56- 2.8 и 8.43, (Yb/Sm)n 0.36-2.45 и 8.55 концентрации Yb порядка 405-796 и 459 ppm.

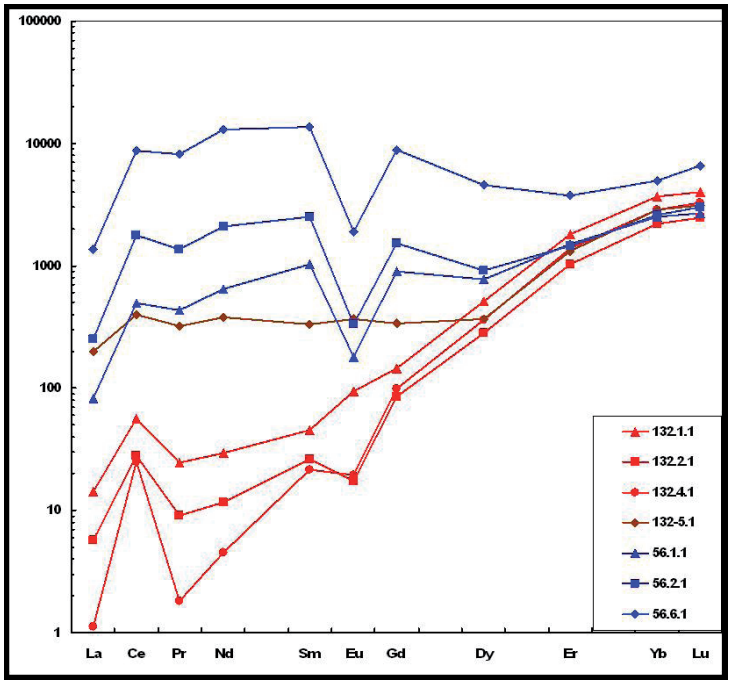


Рис.1. Распределение нормированных к хондриту концентраций РЗЭ в цирконах тоналитов (красным цветом) и трондьемитов (синим цветом).

Отношение Th/U для тоналитов относительно невысокие 0.41-0.49, характерные для магматических пород. Для древнего циркона тоналитов- 0.37. Для трондьемитов отношение Th/U еще более низкое 0.29-.0.43.

Концентрации Hf в цирконах тоналитов варьируют 5700-7100 ppm, в цирконах трондьемитов находятся в более узком диапазоне 6000-6600 ppm. Более высокая концентрация Hf отмечается в цирконе, отмеченном наиболее древним возрастом, 8477 ppm.

Концентрации в значительной степени несовместимых по отношению к циркону Ba и Sr различны в цирконах тоналитов-трондьемитов. Для цирконов из тоналитов эти концентрации достаточно низки Ba 1.34- 2.19 ppm, Sr 0.57- 0.80 ppm, для древнего циркона из тоналита Ba 4.97 ppm, Sr 6.13 ppm, для цирконов трондьемитов Ba 6.38, 59.35 и 129.32 ppm, Sr 16.74, 37.55, 222.35 ppm.

Среди четырёх геохронологических измерений цирконов из гранитов только одно, по-видимому, соответствует процессу внедрения микроклиновых гранитов. Это измерение в высокоурановой незональной оболочке обрастания циркона. Содержание U 550 ppm, Th 6 ppm, и соответственно низкое отношение Th/U, равное 0.01.

Полученное близкое к конкордантному значение возраста оболочки, равное 2674±35 млн лет, может рассматриваться как время формирования гранитов. Для подтверждения времени внедрения микроклиновых гранитов необходимо провести дополнительные измерения оболочек цирконов.

Список литературы.

1. Геология и петрология архейского гранито-зеленокаменного комплекса Центральной Карелии. Ред. К.О. Кратц. М.-Л.: Наука, 1978. 262 с.
2. Лобиков А.Ф., Лобач-Жученко С.Б. Изотопный возраст гранитов Палаламбинского зеленокаменного пояса Карелии// Докл. АН СССР . 1980. Т. 250. №3. С. 729-733
3. Сергеев С.А., Лобач-Жученко С.Б., Арестова Н.А. и др. Возраст и геохимические особенности цирконов древних гранитоидов р .Выг (юго-восточная Карелия)// Геохимия. 2008. № 6. с. 647-659
4. Федотова А.А., Бибикова Е.В., Симакин С.Г.. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия , 2008, № 9, с.980-997.
5. Чекулаев В.П., Арестова Н.А, Бережная Н.Г. Пресняков С.Л. Новые данные о возрасте древнейшей тоналит-трондьемитовой ассоциации Балтийского щита // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2009. № 2. С. 126-130.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ЭКЛОГИТОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БЕЛОМОРСКОГО ПОЯСА.

Мельник А.Е.
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, meliks1@yandex.ru

Детальные геологические работы проводились в 2009г. в Енском сегменте БПП в пределах месторождения керамических пегматитов Куру-Ваара, проливов Узкая и Широкая Салма. В виде тектонических будин в тоналит-трондьемит-гранодиоритовых гнейсах были обнаружены наименее измененные эклогитовые породы, которые можно подразделить на два типа: 1) массивные темно-зеленые эклогиты с порфиробластами граната (Grt) и зёрнами омфацита (Omp), замещённого симплектитами клинопироксена и плагиоклаза (обр. 46, 75); 2) полосчатые эклогитоподобные Grt-Aug клинопироксениты с салатно-зеленым клинопироксеном, выполняющие маломощные (до 20 см) линейные полосы в метаультрабазитах (обр. 21, 53). Оба типа пород в обобщённо называют салминскими эклогитами [2, 4].

По краям на контакте с гнейсами эклогиты переходят в амфиболиты (обр. 50); местами будины эклогитов практически полностью замещаются амфиболитами. Также наблюдается гранатизация эклогитов (обр. 72), вплоть до появления гранатита (обр. 48).

Для петрохимических исследований были отобраны результаты химических анализов 11 образцов, представляющих собой эклогитоподобные Grt-Aug клинопироксениты

(обр.21, 53), наименее изменённые симплектитовые эклогиты (обр. 46, 75), апоэклогитовые породы различной степени ретроградного преобразования (обр. 18, 25, 50, 76, 79), гранатизированный симплектитовый эклогит (обр. 72) и гранатит (обр. 48).

Метаморфизм не всегда является изохимическим процессом, в результате чего происходит диффузия различных элементов, наиболее заметная для щелочных и крупноионных литофильных. Поэтому для классификации метаморфических пород лучше всего использовать диаграммы с более инертными в ходе метаморфизма компонентами: Ti, Fe, Al, Mg – для чего подходит диаграмма Дженсена.

На диаграмме Дженсена (рис. 1) Grt-Aug клинопироксениты (обр. 21, 53) относятся к коматиитовым базальтам; апоэклогитовые породы (обр. 18, 25, 50, 76, 79), гранатизированный симплектитовый эклогит (обр. 72) и гранатит (обр. 48), обладая меньшей магнезиальностью и большей общей железистостью, отвечают высоко-железистым толеитовым базальтам. Симплектитовые эклогиты (обр. 46, 75) занимают промежуточное положение между более изменёнными апоэклогитами и метаультрабазитами (обр. 21, 53) и, формально попадая в область коматиитовых базальтов, практически расположены в точке пересечения границ полей высокомагнезиальных и высокожелезистых толеитов, и коматиитовых базальтов.

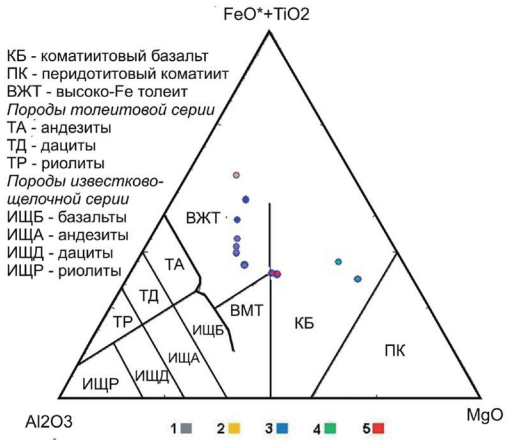


Рис. 1. Классификационная диаграмма FeO^*+TiO_2-Al_2O_3-MgO с фигуративными точками составов пород [3]. 1 – апоэклогитовые породы различной степени преобразования (обр. 18, 25, 50, 79); 2 – Fe-Ti апоэклогит (обр. 76); 3 – гранатизированный симплектитовый эклогит (обр. 72) и гранатит (обр. 48); 4 – Grt-Aug клинопироксениты (обр. 21, 53); 5 – наименее изменённые симплектитовые эклогиты (обр. 46, 75);

По содержанию MgO эклогитоподобные Grt-Aug клинопироксениты резко отличаются от остальных пород – MgO от 16,3 до 19,3 масс.%, что соответствует ультраосновному характеру их протолита. Это подтверждается повышением содержания Cr и Ni в этих породах по сравнению с остальными (табл. 1). Так в образцах 21, 53 содержания Cr варьирует от 1800 до 2090 ppm и Ni от 573 до 777 ppm, в остальных образцах – Cr от 17,8 до 818 ppm, Ni от 24,6 до 319 ppm. В малоизмененных симплектитизированных эклогитах (обр. 46, 75) 12,1-12,5 масс.% MgO; в других же апоэклогитовых породах (обр. 18, 25, 50, 76, 79) содержится до 9 масс% MgO, что отвечает составу базальтов.

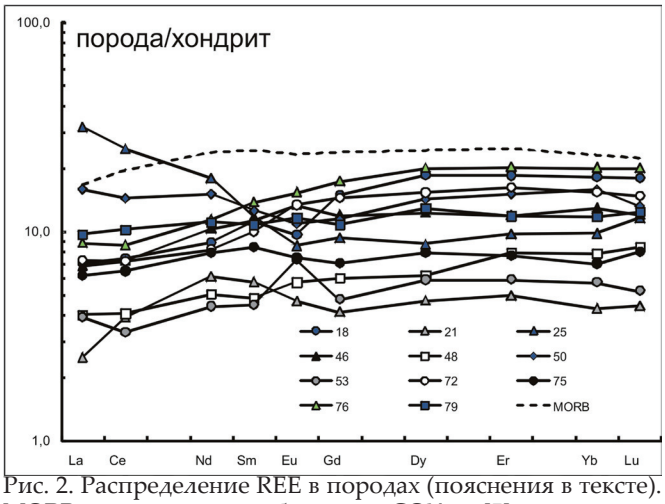


Рис. 2. Распределение REE в породах (пояснения в тексте). MORB – средний состав базальтов СОХ по [5].

По содержанию железа выделяются высокожелезистые породы: гранатит (обр. 48), гранатизированный симплектитовый эклогит (обр. 72) и амфиболизированный эклогит (обр. 76) (табл. 1). Содержание $Fe_2O_{3общ}$ в образце 76 достигает 19,5 масс.% при максимальном значении 14,5 масс.% в остальных (не считая гранатит и гранатизированный симплектитовый эклогит). У высокожелезистого апоэклогита (обр. 76): наблюдается повышенное содержания TiO_2 (2,43 масс.%) при < 1,2 масс.% у остальных пород. Это может объясняться тем, что протолитом данному обогащенному Fe-Ti амфиболизированному эклогиту являлись обогащённые этими элементами дифференциаты.

Спектры распределения REE в наименее измененных симплектитовых эклогитах (обр. 46, 75) и Grt-Aug клинопироксенитах (обр. 21, 53) имеют недифференцированный или, что чаще,

слабо дифференцированный характер с увеличением от LREE к HREE (Yb_N/La_N – 1,15-1,90) (рис. 2). Содержание REE в них в 2-14 раз превышает таковое в хондритах. При этом метаультрабазиты (обр. 21, 53) почти в два раза деплетированы всеми REE по сравнению с базитовыми разновидностями (обр. 46, 75), что характерно для ультрабазитовых пород. В гранатизированном симплектитовом эклогите (обр. 72) происходит увеличение содержания в области средних и тяжёлых редкоземельных элементов по сравнению с малоизмененным симплетитовым эклогитом (обр. 75). В гранатите (обр. 48), относительно содержания редкоземельных элементов в эклогите (обр. 46), происходит снижение общего содержания REE до уровня их содержания в ультрамафитах. Спектры REE для данных пород морфологически близки спектру распределения REE MORB, однако значительно деплетированы относительно последнего, особенно в области LREE.

Спектры распределения REE в апоэклогитовых породах (обр. 18, 25, 50, 79), в основном, повторяют морфологию таковых в симплектитовых эклогитах (обр.46, 75) и эклогитоподобных метаультрабазитах (обр. 21, 53), но более обогащены всеми REE, в области HREE приближаясь к среднему составу MORB (рис. 2; табл. 1). В образцах 25 и 50 наблюдается резкое повышение содержания легких редкоземельных элементов до уровня MORB и значительно превышая его, что приводит к положительному наклону спектра. Такое поведение спектров распределения REE в апоэклогитовых породах можно объяснить воздействием флюидов при ретроградном метаморфизме эклогитов. Ведь, будучи условно инертными при высокотемпературном метаморфизме, REE становятся слабо мобильными при низко- и умеренно температурном метаморфизме [1]. Объяснение такого поведения спектров распределения REE исследуемых пород особенностями их протолита в данном случае не подходит, так как наблюдается резкое изменение содержания REE в симплектитовом эклогите и апоэклогитовом амфиболите, отобранных из одного тела: обр. 46 – эклогит, обр. 50 – периферийная зона амфиболизации тела эклогита.

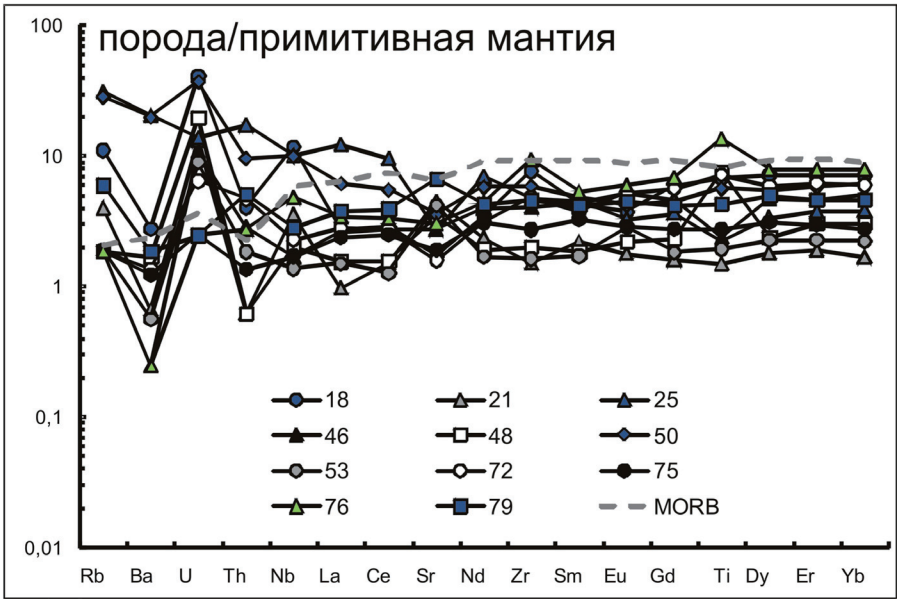


Рис. 3. Спайдер-диаграмма содержания элементов в породах (пояснения в тексте). MORB – средний состав базальтов СОХ по [5].

На спайдер-диаграммах видно морфологическое сходство мультиэлементных спектров для малоизмененных симплектитовых эклогитов (обр. 46, 75), эклогитоподобных ультрамафитов (обр. 21, 53) со спектром MORB (рис. 3; табл. 1). Однако, в сравнении со средним MORB эти породы обладаю пониженным содержанием не только REE, но и большинства других редких элементов. Исключение составляют содержания Rb и Th на уровне содержания MORB, и многократное превышение содержания в данных породах U. Rb, как крупноионный литофильный элемент, значительно подвижен в различных геолгических процессах, поэтому его поведение не должно вызывать вопросов. Завышенные же содержания высокозарядных элементов, весьма инертных в процессах плавления и метаморфизма, могут быть объяснены спецификой протолита породы. Точно также объясняется не характерная для MORB положительная аномалия Nb в образцах 18 и 21 (Nb/Nb* - 3,46-4,50) (рис. 3; табл. 1).

Апоэклогитовые породы (обр. 18, 25, 50, 79) (рис. 3), по сравнению с малоизмененными симплектитовыми эклогитами (обр. 46, 75) и Grt-Aug клинопироксенитами (обр. 21, 53), обогащены не только REE, но и редкими элементами. В апоэклогитовых породах, по сравнению с симплектитовыми эклогитами и MORB резко увеличились содержания LREE, а также высокозарядных несовместных элементов – U, Th, Nb, Ti, Zr, что снова можно связать с флюидным воздействием при ретроградных процессах.

Таблица 1. Химический состав изученных эклогитов, эклогитоподобных и апоэклогитовых пород.

Район	Куру-Ваара							Узкая Салма			Широкая Салма
Образец	18	21	25	46	48	50	53	72	75	76	79
SiO2	51,5	48,4	48,6	47,4	50,6	49,4	45,6	46,5	47	51,2	51,4
Al2O3	12,6	4,71	13,3	11,8	10,2	13,6	5,28	13,3	11,3	9,88	12,9
TiO2	1,22	0,27	0,4	0,43	1,38	1,02	0,35	1,29	0,49	2,43	0,77
Fe_2O_3*	14,1	11,3	12,4	12,1	18	14,1	12,5	18,1	11,8	19,5	12,7
MnO	0,2	0,16	0,17	0,17	0,21	0,2	0,23	0,24	0,17	0,26	0,18
MgO	7,13	19,3	9,04	12,1	6,07	7,74	16,3	7,05	12,5	4,11	7,38
CaO	10,3	14,5	12,5	13,4	11,1	10,5	18,4	11	13,7	9,69	11,6
Na_2O	2,36	0,75	2,01	2,14	2,46	2,12	0,52	2,11	2,32	2,85	2,17
K2O	0,38	0,17	0,7	0,11	0,062	0,68	0,085	0,082	0,11	0,061	0,14
P_2O_5	0,091	<0,05	0,058	<0,05	0,07	0,11	0,075	0,12	0,05	0,11	0,075
ППП	0,12	0,23	0,54	0,21	<0,1	0,29	0,37	<0,1	0,24	<0,1	0,27
Сумма	99,9	99,8	99,8	99,9	99,8	99,8	99,7	99,8	99,7	99,8	99,7
Cr	116	1800	367	25	672	166	2090	29,8	818	17,8	262
Ni	66,6	573	98,2	52,3	223	121	777	39,8	319	24,6	102
Rb	5,92	2,14	16,6	<2	<2	15,2	<2	<2	<2	<2	3,17
Sr	31,1	81,7	49,3	50	63,1	65	76	28,9	34,5	55,3	120
Zr	74,2	14,6	46	39,3	19,3	57	15,9	47,2	26,2	90,2	44,1
Nb	7,25	2,19	6,22	1,03	1,25	6,15	0,85	1,42	1,05	2,95	1,75
Ba	16,7	3,97	123	<3	10,3	120	3,43	8,25	7,42	<3	11,3
La	1,68	0,59	7,5	1,62	0,95	3,76	0,92	1,72	1,46	2,09	2,3
Ce	4,56	2,37	15,3	4,42	2,49	8,81	2,02	4,42	3,96	5,28	6,26
Nd	4,05	2,79	8,23	4,71	2,29	6,89	2	3,75	3,63	5,2	5,08
Sm	1,66	0,85	1,74	1,67	0,71	1,86	0,66	1,47	1,25	2,04	1,6
Eu	0,54	0,26	0,48	0,75	0,32	0,61	0,41	0,75	0,42	0,86	0,65
Gd	2,98	0,82	1,86	2,38	1,19	2,28	0,94	2,87	1,41	3,46	2,15
Dy	4,57	1,15	2,15	3,02	1,51	3,5	1,44	3,77	1,96	4,94	3,18
Er	2,96	0,79	1,56	1,91	1,26	2,41	0,94	2,59	1,23	3,25	1,9
Yb	2,93	0,69	1,58	2,08	1,26	2,55	0,92	2,47	1,13	3,25	1,9
Lu	0,45	0,11	0,29	0,3	0,21	0,33	0,13	0,37	0,2	0,5	0,31
Th	0,33	<0,1	1,4	0,23	<0,1	0,78	0,15	0,38	0,11	0,22	0,41
U	0,83	0,27	0,28	0,22	0,4	0,75	0,18	0,13	<0,1	<0,1	<0,1
Nb/Nb*	3,46	4,50	0,68	0,61	1,87	1,27	0,82	0,62	0,91	1,56	0,64
Zr/Zr*	1,98	0,66	0,83	0,98	1,06	1,11	0,97	1,40	0,86	1,92	1,08
Ti/Ti*	1,04	0,88	0,63	0,51	3,25	1,13	0,94	1,24	0,93	1,85	0,93

Примечание. Fe2O3* – суммарное Fe в закисной форме, ППП – потери при прокаливании.

Список литературы.

1. Гильберт А.Э., Шацкий В.С., Козьменко О.А. и др. Геохимические особенности эклогитов некоторых метаморфических комплексов СССР // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 1. С. 181-183.
2. Минц М.В., Конилов А.Н., Докукина К.А. и др. В сб.: Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Том II. СПб: ИП Каталкина, 2009. С. 26-28. (9, бак) Минц М.В., Конилов А.Н., Докукина К.А. и др. В сб.: Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Том II. СПб: ИП Каталкина, 2009. С. 26-28.
3. Jensen L.S. A New Cation Plot for Classifying Subalkalic Volcanic Rocks, Ontario Division of Mines. MP 66. 1976. 22 p.
4. Konilov A.N., Shchipansky A.A., Mints M.V., Volodichev O.I. Petrology of eclogites of the Belomorian province // 32nd International Geological Congress. Scientific Sessions: abstracts (part 1). 2004. P. 108.
5. Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. Oxford: Blackwell, 1985. 312 p.

МЕТАНОРИТЫ И ЖИЛЬНЫЕ ПЛАГИОКЛАЗ-АМФИБОЛОВЫЕ ПОРОДЫ НА УЧАСТКАХ МОРОШКОВОЕ ОЗЕРО И ЮЖНОСОПЧИНСКИЙ (МОНЧЕГОРСКИЙ КОМПЛЕКС)

Мирошникова Я.А[1]., Гребнев Р.А.[2]

[1]Апатитский филиал Мурманского Государственного Технического Университета, Апатиты; [2] ГИ КНЦ РАН, Апатиты

Начиная с конца 80-х годов XX века, рудные объекты Мончегорского района обследовались на платинометальное оруденение. В сульфидных жилах НКТ и Сопчи были установлены минералы платиновых металлов. Обнаруженные в последние годы медно-платиноидные руды массива НКТ связаны с тектоническими минерализованными трещинными зонами, представляющими собою хвосты вышезалегающих сульфидных жил главного рудного поля [1]. В 2010 г. в ходе полевых работ исследовали объекты, расположенные в юго-восточной части Мончегорского рудного узла: небольшой детальный участок в пределах Южносопчинского массива и правобережье Морошкового озера. Рудопроявления Южносопчинское и расположенное рядом Морошковое озеро также являются потенциально перспективными в составе данного рудного поля. Однако их геологическое строение и литолого-структурный контроль ЭПГ минерализации пока исследованы не в полном объёме.

Во время полевых работ были изучены взаимоотношения породных разновидностей на детальном участке, расположенном в восточной части Южносопчинского массива. Здесь в пределах расчистки и канавы, пройденных ОАО ЦКЭ в 2000 – 2001 гг., а также в многочисленных мелких коренных выходах, удалось проследить морфологические особенности жильных тел и вмещающих их пород. В центральной части расчистки находится наиболее крупное обнажение в виде невысокого скального выхода длиной восемь метров и шириной до пяти метров. Скальный выход образован средне-мелкозернистыми метапироксенитами, представляющими собой породу темно-серого цвета, массивной текстуры. Первично-магматические минералы (пироксены, плагиоклаз) интенсивно замещены постмагматическими (амфиболами, тальком, хлоритом, минералами группы эпидота), реликтовая гипидиоморфнозернистая структура магматической породы во многих случаях видна достаточно отчётливо. От 40 до 60% объема породы составляют полные тальк-амфиболовые псевдоморфозы по ромбическому пироксену, имеющие короткопризматическую форму и размер от 0,5 до 5 мм. Межзерновое пространство заполнено тонкозернистым эпидот-хлоритовым агрегатом, среди которого сохранились многочисленные реликтовые участки бурого основного плагиоклаза. В ряде случаев порода также содержит крупные (до 10 мм) ойкокристаллы моноклинного пироксена, частично или полностью замещённого амфиболом. На выветрелой поверхности ойкокристаллы моноклинного пироксена отчётливо выделяются, образуя скопления и неясно выраженные слои. Содержание моноклинного пироксена достигает 25% объёма породы.

Описанные выше метапироксениты пересечены плагиоклаз-пироксеновыми жилами. Видимая мощность наиболее крупной жилы в пределах скального выхода достигает двух метров. Мощные жилы имеют северо-западное простирание и крутое падение – от 70° на СВ до субвертикального, занимая, в целом, субсогласное положение по отношению к расслоенности метапироксенитов. В то же время, многочисленные апофизы, отходящие от мощных жил во всех направлениях, имеют сложную, извилистую форму и в большинстве случаев являются секущими по отношению к вмещающим метапироксенитам.

Минеральный состав жил изменчив – от преимущественно ортопироксенового до амфибол-плагиоклазового, общим для всех типов жил является присутствие магнетитовой вкрапленности. Наиболее мощные жилы в центральной части детального участка сложены чёрной на сколе, с зеленоватым оттенком, крупнозернистой массивной породой, где хорошо видны крупные выделения магнетита и более мелкая сульфидная вкрапленность. Содержание магнетита и сульфидов изменчиво - от единичных зёрен до 3 об. %. На выветрелой поверхности жильные породы в ряде случаев приобретают светло-серую окраску и, на первый взгляд, выглядят как существенно-плагиоклазовые породы.

Микроскопическое изучение позволяет установить, что жильный материал состоит из микроигольчатых амфиболовых псевдоморфоз по ортопироксену, заключенных среди тонкозернистого амфибол-хлоритового или соссюритового агрегата, среди которого сохранились реликтовые участки бурого плагиоклаза. Присутствует также сульфидно-оксидная вкрапленность и тонкозернистые выделения гранулированного кварца. Размер псевдоморфно замещенных зерен ортопироксена достигает 8 мм, форма сечений – овальная, изометрическая или неправильная, со сглаженными извилистыми границами. Во многих случаях хорошо заметна реликтовая система параллельных трещин спайности, свойственная пироксену. Часто наблюдаются реликтовые субграфические структуры, указывающие на то, что зерна ортопироксена содержали закономерные вростки моноклинного пироксена. Контакт жилы и вмещающего метапироксенита чётко

фиксируется по присутствию в первой оксидной и сульфидной вкрапленности, а также по изменению размера и формы изоморфно замещённых амфиболом зёрен ортопироксена: в метапироксените большинство зёрен имеют размер менее 2 мм и правильную короткопризматическую форму, а в жильной породе зерна достигают размера 8 мм, форма зёрен изометрическая или неправильная.

По простиранию участки жил, образованные преимущественно амфиболизированным ортопироксеном, переходят в участки амфибол-кварц-плагиоклазового состава. На поверхности обнажений хорошо видны крупные кристаллы тёмно-зелёной роговой обманки и светлые участки, сложенные кварцем и плагиоклазом.

На участке Морошковое озеро при проведении полевых работ 2010 г. были исследованы проявления сульфидной минерализации двух типов: 1) минерализация в породах (метамафитах) тектонической зоны СЗ простирания; 2) минерализация в жильных телах, морфологически сходных с таковыми Южносопчинского массива. Проявление минерализации первого типа, в тектонической зоне, было известно ранее. Оно было обнаружено А.А. Ефимовым в 2001 г. при поисковых работах ОАО ЦКЭ и ОАО «ПАНА» на платиноиды.

На удалении от тектонической зоны, в ненарушенных тектоникой метаноритах были обнаружены неизвестные ранее жильные тела сложной морфологии (рис. 1). Предположительно среди них выделяются две разновидности: одна с преобладанием сульфидной минерализации, другая с преобладанием магнетитовой. Материал жил преимущественно амфибол-плагиоклазового состава. Породы крупнозернистые, имеют массивную текстуру.

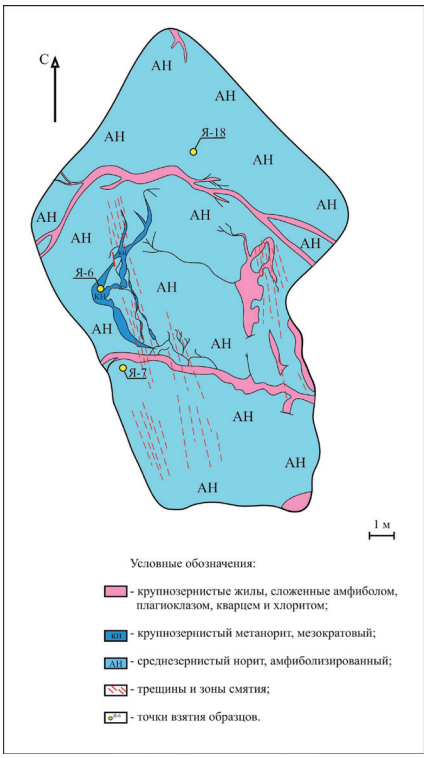


Рис. 1. Детальная зарисовка обнажения №7 (участок Морошковое озеро). Точка Мор -1-10

Плагиоклаз составляет 50-64% от объёма породы, образует крупные идиоморфные зёрна размером 2,2 – 9 мм. Представлен тремя морфологическими разновидностями: 1) зёрна магматогенного основного плагиоклаза, в которых наблюдается хорошо выраженная двойниковая структура; 2) зёрна более кислого (по оптическим свойствам) плагиоклаза, в которых двойники простые или двойникование не выражено; 3) полевой шпат, который вместе с кварцем входит в состав гранофиров с графической структурой, где он частично замещается соссюритовым агрегатом. Плагиоклаз первой морфологической разновидности имеет бурый оттенок (без анализатора). Содержание амфибола колеблется от 30 до 41%, он образуется по зёрнам плагиоклаза в виде тонковолокнистого агрегата и относится к тремолит-актинолитовому ряду. Рудный минерал составляет 1-2 %, встречается как в виде мелкой вкрапленности до 0,2 мм в зёрнах первичного пироксена, так и в виде крупных зерен до 1,6 мм, которые расположены в интерстициях зёрен первичных минералов. Крупные зёрна представляют собой скелетные кристаллы («ильменитовые решётки»). Также в породе присутствуют орто- и клинопироксен, содержание которых достигает 2%, эти минералы представлены реликтовыми ксеноморфными фрагментами зёрен размером 0,4-1,4 мм у ортопироксена и до 4 мм у клинопироксена. Присутствует кварц 1-2% и постмагматические минералы, такие как биотит до 5%, хлорит до 3% и минералы гр. эпидота – 1-3%.

Жилы залегают в среднезернистых мелано-мезократовых норитах и метаноритах, мелко-среднезернистых. Структура пород гипидиоморфнозернистая и пойкилитовая. Ортопироксен составляет 35-60%, в метаноритах 1-2%; содержание плагиоклаза колеблется от 20 до 30%, в метаноритах до 3%; клинопироксен составляет 2-6%, рудный минерал менее 1%. По первичным минералам развиваются амфибол, хлорит, тальк и минералы группы эпидота.

Если в дальнейшем аналитически будут подтверждены высокие содержания ЭПГ в жилах Морошквого озера, это позволит говорить о едином жильном поле с сульфидной и платинометальной минерализацией участков Южносопчинского и Морошкового озера.

Исследования выполняются при финансовой поддержке гранта РФФИ № 11-05-00061а.

Список литературы

1. Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. Часть 1, 2. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2004, 177 с.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОГО РАЗРЕЗА СЕРПОВИДНОЙ СТРУКТУРЫ (КЕЙВСКИЙ ТЕРРЕЙН, СЕВЕРО-ВОСТОК БАЛТИЙСКОГО ЩИТА)

[1]Мудрук С.В., [2]Никитин А.Е., [1]Балаганский В.В.
[1]ГИ КНЦ РАН, Апатиты, mudruksergey@mail.ru
[2]СПбГУ, Санкт-Петербург

Введение. Серповидная структура является единственной тектонической единицей в пределах Кейвского террейна, которая сложена палеопротерозойскими вулканогенно-осадочными образованиями. Она расположена на западе Кейвского пояса архейских (?) парасланцев и парагнейсов. С самого начала её изучения данная структура рассматривалась как простая синклиналь с глубиной погружения киля менее 500 м и мощностью стратиграфического разреза ~200 м [4]. Позднее было показано, что южное крыло складки срезано надвигом при движении с севера на юг, а оценка мощности разреза уже составила 875 м [3]. На северном крыле синклинали всеми описывалпсь толща метабазальтов, а в работе [3] на южном крыле был выделен еще один отдельный маломощный слой амфиболитов. Исследованиями ГИ КНЦ РАН 2006-2010 годов было установлено, что складка Серповидной структуры имеет колчановидную морфологию, и длина всего «колчана» палеопротерозойских пород, по магнитным данным, была оценена в 5 км [2]. Но при этом никто из исследователей не приводил данных о верхе и низе стратиграфического разреза структуры, по которым можно было бы считать её синклиналью, опрокинутой антиклиналью или нормальной антиклиналью.

Задачи и методы исследования. Задачами работ были: (1) установление основных черт строения палеопротерозойского разреза Серповидной структуры, (2) прослеживание границ между всеми породами структуры, (3) установление характера границ между слоями и (4) определение кровли и подошвы слоёв метаосадочных пород. Для этого проводилась детальная магнитная съёмка по сети 25 × 5 м, картирование обнажённых участков в масштабе 1 : 1000 и прослеживание маркирующих толщ по простиранию в пределах всей структуры. Для определения кровли и подошвы разреза проводилось детальное изучение ритмичной, градационной и косой слоистости, а также поверхностей размыва. Для реконструкции осадочных протолитов ритмично слоистых пород применялись индекс выветривания CIW [8] и методика, описанная в [7].

Результаты магнитной и геологической съёмки; общее строение разреза. Палеопротерозойская структура хребта Серповидного сложена тремя толщами: карбонатно-сланцевой, метабазальтовой и гнейсо-сланцевой (соответственно, северная, средняя и южная толщи в работе [2]). Установлено, что структура представляет собой на современном эрозионном срезе изоклинальную складку с сильно пережатым южным крылом. Углы падения пород в метаморфизованных доломитах северного крыла составляют 35–40° в северо-восточном направлении. На южном крыле углы падения пород достигают 70° в том же направлении. Таким образом, по геометрическим параметрам, складка является очень сжатой антиформой, у которой опрокинутым является южное крыло. Очевидный антиформный характер Серповидной структуры был отмечен в

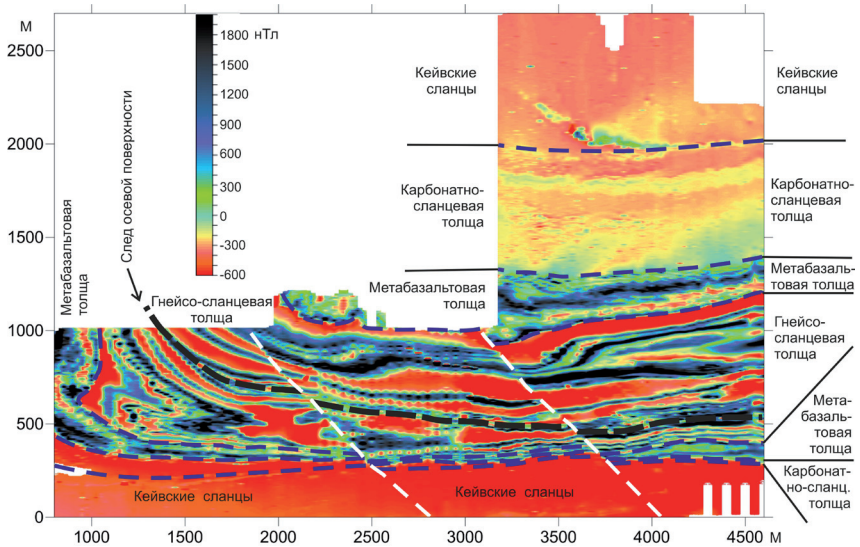


Рис. 1. Карта локальных магнитных аномалий центральной и юго-западной частей Серповидной структуры (составлена А.Б. Раевским и В.В. Кожаровым с использованием материалов в работе [1]) с границами супракрустальных толщ.

работе [3], но она была названа «ложной антиклиналью» и продолжала интерпретироваться как синклиналь. По магнитным данным, метабазальтовая и гнейсо-сланцевая толщи выклиниваются на глубине 2.0–2.5 км, что было расценено как указание на то, что Серповидная является синформой с пережатым ядром [2].

Детальная магнитная съёмка выявила сложность внутреннего строения толщи магнетитсодержащих парасланцев, парагнейсов и амфиболитов (рис. 1). Вся толща сильно деформирована, в ней были выявлены осложняющие дополнительные складки, s-образные изгибы, раздувы и пережимы. В результате было установлено, что наиболее детальный стратиграфический разрез, описанный в работе [3], является неполным. По нашим предварительным оценкам, истинная мощность разреза на северном крыле структуры равна ~1.1 км, а на южном она в результате чрезвычайно высокой величины деформации [5] составляет всего ~0.1–0.2 км.

Первично-осадочные текстуры. В *магнетитовых кварцитогнейсах* гнейсо-сланцевой толщи выявлены первично-осадочные слоистые текстуры. Это такие виды слоистости как параллельная (седиментационная), градационная и косая. Во всех случаях слоистость обусловлена чередованием слойков, обогащённых и не обогащённых магнетитом. В одном случае параллельная слоистость была срезана поверхностью размыва (локальное несогласие, рис. 2). Изученные как в обнажениях, так и в ориентированных образцах и шлифах косослоистые серии магнетитовых кварцитогнейсов, а также поверхности размыва указывают на то, что в северном крыле породы гнейсо-сланцевой толщи залегают нормально, а стратиграфический разрез наращивается к северу от осевой поверхности структуры.

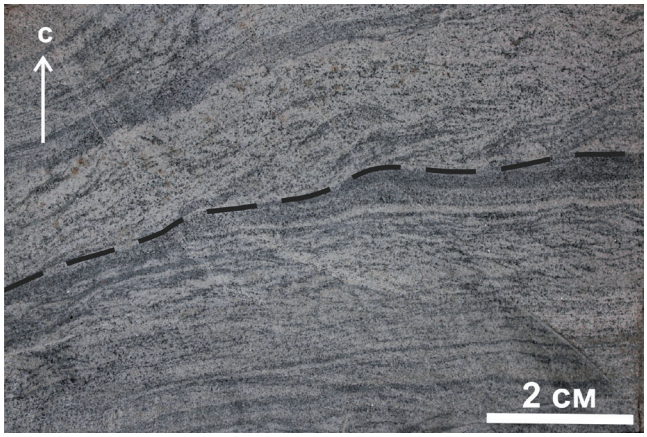


Рис. 2. Параллельная слоистость в магнетитовом кварцитогнейсе, срезанная поверхностью размыва (отмечена пунктиром); также видны косая слоистость и элементы градационной слоистости; тёмное – преимущественно магнетит, светлое – кварц.

В *гранат-двуслюдяных парагнейсах* гнейсо-сланцевой толщи наблюдалась градационная слоистость, обусловленная ритмичным чередованием лейко- и меланократовых прослоев (лейкократовые прослои отличаются повышенным содержанием граната и мусковита). Внутри ритма эти прослои связаны постепенным переходом, тогда как границы ритма резкие (рис. 3). В одном из образцов этих гнейсов был выделен 21 слоёк, при этом все они были отнесены к пяти ритмам. По данным химического анализа, для каждого слойка был рассчитан индекс выветривания CIW ($[Al_2O_3/(Al_2O_3+CaO+Na_2O)] \times 100$, молекулярные количества [8]). Установлено, что резкие границы между ритмами характеризуются скачком индекса выветривания, тогда как внутри ритмов индекс выветривания плавно увеличивается от одной границы ритма к другой. Степень выветрелости по-

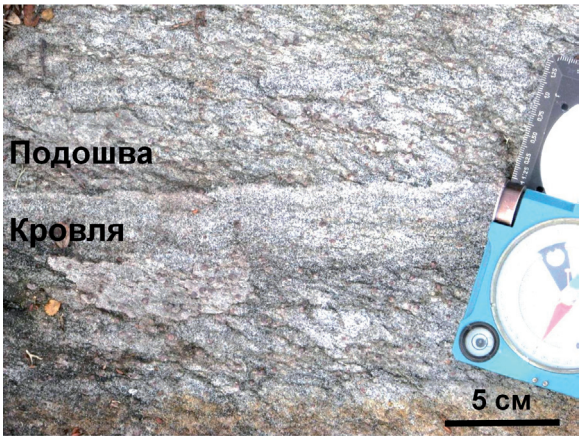


Рис. 3. Градационная слоистость в гранат-слюдяных парасланцах (открытая крышка компаса направлена на север); темное –биотит и гранат, светлое – кварц и мусковит.

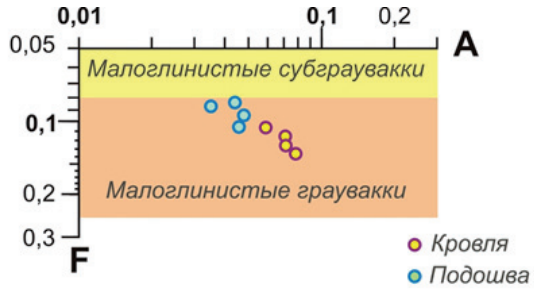


Рис. 4. Положение фигуративных точек для химических составов гранат-слюдяных парагнейсов на правой части диаграммы FAK А.А. Предовского [7].

род внутри ритма увеличивается от подошвы к кровле, что позволяет использовать эти данные для определения характера залегания пород. Оказалось, что гранат-двуслюдяные парагнейсы на северном крыле, как и магнетитовые кварцитогнейсы, залегают нормально, указывая на наращивание стратиграфического разреза к северу от осевой поверхности Серповидной структуры.

Для реконструкции первичного состава гранат-двуслюдяных парагнейсов была использована диаграмма FAK, разработанная А.А. Предовским [7]. Гранат-двуслюдяные гнейсы отвечают малоглинистым грауваккам, причём от кровли к подошве фемичность и глиноземистость пород увеличиваются (рис. 4). Это также свидетельствует об увеличении степени выветрелости вверх по ритму, т.е. о нормальном залегании пород.

Из-за сильной деформации пород в южном крыле все первичные текстуры, которые являются индикаторами кровли и подошвы слоёв, практически полностью были уничтожены. Эти текстуры удалось наблюдать только в одном обнажении, в котором они были представлены градационной слоистостью в магнетитовом кварцитогнейсе. В этой породе южного крыла было установлено опрокинутое залегание.

Строматолиты. Установление характера залегания пород карбонатно-сланцевой толщи возможно по строматолитовым постройкам в окварцованных метадоломитах. Мы закартировали почти все выходы метадоломитов в северной части Серповидной структуры, в которой р. Кейва пересекает пласты этих пород, а также вскрыли дно канавы, сделанной геологами-съёмщиками в пятидесятых годах прошлого века и пересекающей метадоломиты в как будто бы коренном залегании. Полученные данные показали, что все эти выходы вряд ли можно считать коренными.

Обсуждение и выводы. Серповидная структура считалась простой синклиналью. Нам удалось установить, что палеопротерозойские породы гнейсо-сланцевой толщи на северном крыле структуры находятся в нормальном, а не опрокинутом залегании. Это свидетельствует о том, что Серповидная структура хребта представляет собой сжатую до изоклинальной антиклинальную складку. Осевая её поверхность падает к северу, северное крыло является благоприятным для реконструкции стратиграфического разреза вследствие очень слабой деформации пород, тогда как южное крыло сильно раздавлено, и породы очень деформированы. Вулканогенно-осадочные толщи Серповидной структуры коррелировались с породами умбинской свиты варзугской серии палеопротерозойского рифта Имандра-Варзуга [3]. Предполагалось, что эта структура является останцом шарьяжной пластины, выдвинутой из палеорифта Имандра-Варзуга [6], и кинематические реконструкции говорят в пользу данного предположения [5]. Если это так, то Серповидная структура должна быть останцом опрокинутой антиклинали во фронтальной части крупной эродированной шарьяжной пластины. Однако нельзя исключить вариант, что она представляет собой нормальную антиклиналь в подошве шарьяжной пластины, выдвинутой со стороны Мурманского кратона. Решение этого вопроса требует дополнительных исследований.

Благодарности. Полевые работы и обработка материалов проводились при финансовой поддержке РФФИ (грант 09–05–00160а). Магнитная съёмка проводилась под руководством А.Б. Раевского.

Список литературы

1. Балаганский В.В., Раевский А.Б., Мудрук С.В. Палеопротерозойская тектоника сорванного чехла: геологические и геофизические данные по Кейвскому террейну, северо-восток Балтийского щита // Комплексные геолого-геофизические модели древних щитов. Тр. Всеросс. научн. конф. Апатиты: ГИ КНЦ РАН. 2009. С. 110–117.
2. Балаганский В.В., Раевский А.Б., Мудрук С.В. Нижний докембрий Кейвского террейна, северо-восток Балтийского щита: стратиграфический разрез или коллаж тектонических пластин? // Геотектоника. 2011. N 2. С. 32–48.
3. Белолипецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А. и др. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Л.: Наука, 1980. 238 с.
4. Бельков И.В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.–Л.: Изд. АН СССР, 1963. 322 с.
5. Горбунов И.А., Мудрук С.В., Балаганский В.В. Кинематика движений и величина деформации в палеопротерозойских породах Серповидной структуры (Кейвский террейн, северо-восток Балтийского щита) // Статья в настоящем сборнике.
6. Негруца В.З., Негруца Т.Ф. Литогенетические основы палеодинамических реконструкций нижнего докембрия: восточная часть Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН. 2007. 281 с.
7. Предовский А.А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л.: Наука, 1980. 152 с.
8. Harnois L. The CIW index: A new chemical index of weathering // Sedimentary Geology. 1988. V. 55. P. 319–322.

ИЗОТОПНОЕ U-PB ДАТИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ МЕТАМОРФИЗМА В ПОРОДАХ КОМПЛЕКСА TTG ИНГОЗЕРСКОГО БЛОКА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ).

Ниткина Е.А., Баянова Т.Б., акад. Митрофанов Ф.П.
ГИ КНЦ РАН, Апатиты, nitkina@geoksc.apatity.ru

Архейские комплексы основания, как картируемые геологически значимые структуры, на всех региональных геологических картах имеют называние тоналит-трондъемит-гнейсового комплекса – TTG [8]. Процессы наложенного ультраметаморфизма и плавления (анатексиса) в комплексах основания приводили к изменению состава пород и минералов [8], в том числе к изменениям изотопных систем в минералах-геохронометрах, то есть к "омоложению" возрастных датировок. Реликтами в ремобилизованных комплексах основания бывают участки пород разных размеров и минералы, в том числе геохронометры, особенно часто циркон, обладающий наиболее прочной структурой.

Датировок древнее 3,0 млрд. лет по детритовым цирконам по Кольскому полуострову достаточно много [5, 7], что, по мнению акад. Ф.П.Митрофанова, свидетельствует о небольшом переносе материала, т.е. массивы, из которых данный циркон привносился, располагаются, скорее всего, недалеко от мест их находок. Кроме того породы Архея метаморфизованы в гранулитовых фациях метаморфизма, есть лишь малая доля террейнов, где комплекс основания (инфраструктуры) метаморфизован в амфиболитовой фации, в том числе Ингозерский массив.

Ингозерский массив расположен в Терском блоке Беломорского террейна Кольского полуострова и сложен гнейсами и гранитоидами архея [1, 6, 10], которые представляют собой комплекс основания. В ранее проведённых исследованиях [1, 3, 4, 6, 9] в пределах Ингозерского блока выделены следующие типы пород: биотитовые, биотит-амфиболовые, амфибол-биотитовые гнейсы, гранитогнейсы, гранодиориты и пегматиты [2].

Предварительное изотопное U-Pb датирование проведено для проб биотитовых гнейсов (Н-10-01), амфибол-биотитовых гнейсов (Н-10-07) и биотит-амфиболовых гнейсов (Н-10-08). Химический состав пород приведён в таблице (табл. 1).

Таблица 1. Химический состав гнейсов Ингозерского блока.

Номер пробы	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O
Н-10-01	71.12	0.26	14.22	0.22	2.94	0.037	0.65	2.46	5.20	1.70
Н-10-07	67.81	0.49	13.90	0.11	4.77	0.075	1.69	3.95	4.13	1.37
Н-10-08	66.55	0.47	13.85	1.09	4.40	0.059	2.00	4.29	4.26	1.32

Проба биотитовых гнейсов Н-10-01 отобрана в районе развития биотитовых гнейсов, юго-западный берег оз. Нижнее Капустное.

Анализ циркона из этой был проведен методом датирования единичных цирконов. Из пробы отобраны кристаллы циркона с тонкой магматической зональностью: 1 – полупрозрачные длиннопризматические кристаллы темно-коричневого цвета с корродированной поверхностью, блеск стеклянный; 2 – темно-коричневые полупрозрачные призматические кристаллы гиацинтового типа с корродированной поверхностью, блеск стеклянный; 3 – темно-коричневые полупрозрачные длиннопризматические кристаллы игольчатого типа с корродированной поверхностью, блеск стеклянный. На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по трём фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение, равное 3149±46 млн. лет, СКВО=0.034 (рис. 1, табл. 2).

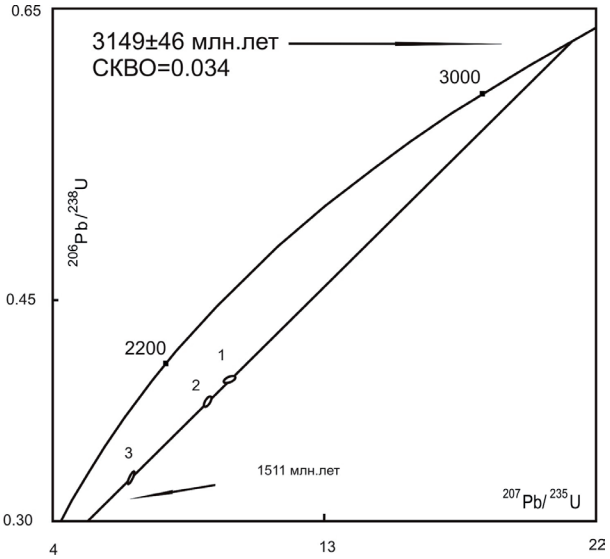


Рис. 1. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из биотитового гнейса (Н-10-01).

Из пробы Н-10-01 отобраны четыре популяции циркона для изотопного U-Pb датирования классическим методом. На изотопной U-Pb диаграмме с конкорди-

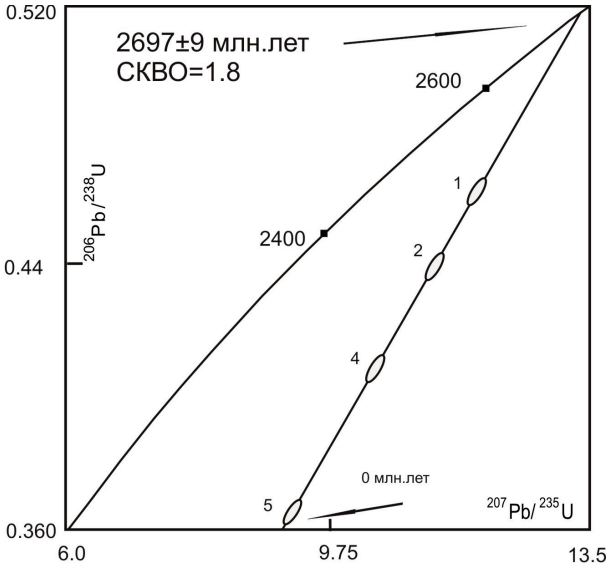


Рис. 2. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из биотитового гнейса (Н-10-01).

ей фигуративные точки популяций представлены следующими типами циркона: из фракции -0,075 мм навеска - все цирконы фракции (№1); из фракции +0,15 мм – тёмно-коричневый прозрачный циркон от короткопризматического до призматического облика слабо-трещиноватый (№2); из фракции от -0,15 до + 0,1 мм – тёмно-коричневый прозрачный слабо-трещиноватый циркон от короткопризматического до призматического облика (№3); из фракции от -0,1 до +0,075 мм – все типы, представленные во фракции (№4). На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по четырем фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение, равное 2697±9 млн. лет, СКВО = 1.8 (рис. 2, табл. 3).

На изотопные U-Pb исследования из коренного обнажения на восточном берегу р. Умба (порог Семиверстный) отобрана проба амфибол-биотитовых гнейсов Н-10-07. Из пробы отобраны пять популяций циркона для изотопного U-Pb датирования, как классическим методом, так и методом датирования единичных цирконов.

На изотопной U-Pb диаграмме с конкордией фигуративные точки популяций представлены следующими типами циркона: первая – второй стадией двустадийного растворения тёмно-коричневого прозрачного слабо-трещиноватого циркона призматического облика; вторая – тёмно-коричневыми полупрозрачными призматическими кристаллами гиацинтово-цирконового типа; третья – светло-коричневыми полупрозрачными призматическими и короткопризматическими кристаллами гиацинтово-цирконового типа; четвёртая - темно-коричневыми полупрозрачными длиннопризматическими кристаллами цирконового типа; пятая – второй стадией двустадийного растворения тёмно-коричневого мутного полупрозрачного слабо-трещиноватого циркона от короткопризматического до призматического облика.

На U-Pb диаграмме фигуративная точка первой популяции имеет конкордантный возраст 2667±7 млн. лет, СКВО = 1,2; тогда как дискордия, построенная по четырём фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2725±2 млн. лет, СКВО=0,061 (рис. 3, табл. 2, 3).

На изотопные U-Pb исследования из коренного обнажения на юго-восточном берегу оз. Ингозеро отобрана проба биотит-амфиболовых гнейсов Н-10-08. Из пробы отобраны шесть популяции циркона, представленные следующими типами: (№1) – первый этап двустадийного

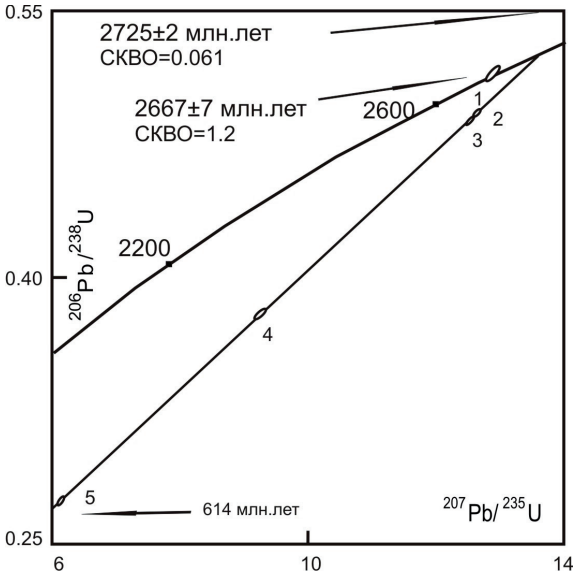


Рис. 3. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из амфибол-биотитового гнейса (Н-10-07)

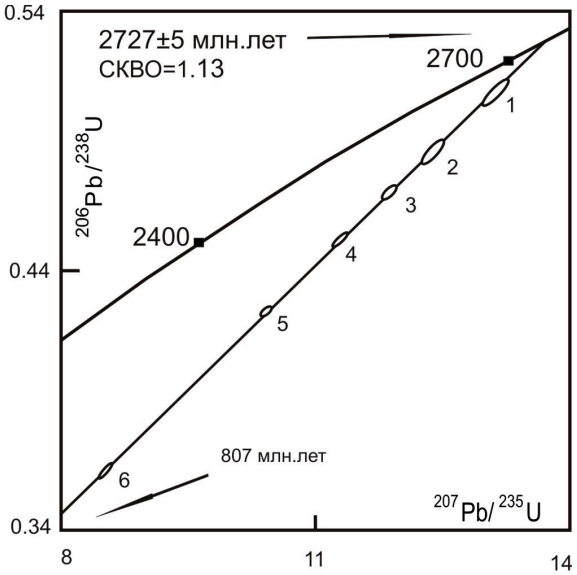


Рис. 4. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из биотит-амфиболового гнейса (Н-10-08).

растворения темно-коричневого прозрачного трещиноватого циркона призматического облика; (№2) – розовый прозрачный циркон от короткопризматического до призматического облика; (№3) – темно-коричневыми прозрачными кристаллами гиацинтово- цирконового типа; (№4) - коричневыми полупрозрачными кристаллами игольчатого типа; (№5) - коричневыми прозрачными кристаллами гиацинтового типа; (№6) – бледно-розовыми прозрачными призматическими кристаллами гиацинтово-цирконового типа.

Таблица 2. Изотопные U-Pb данные для циркона из пород Ингозерского массива.

№	Навеска мг	Концентрация ppm		Изотопные отношения*				Изотопные отношения и возраст, млн. лет**			% Дис
		Pb	U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{238}U$ ±2σ	$^{207}Pb/^{235}U$ ±2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$ ±2σ	$^{206}Pb/^{238}U$ ±2σ	$^{207}Pb/^{235}U$ ±2σ	$^{207}Pb/^{206}Pb$ ±2σ	
Н-10-01											
1	0.0187	92.01	192.38	358.4	0.395 ±0.002	9.779 ±0.116	0.1797 ±0.0019	2145 ±8	2414 ±29	2650 ±29	19.1
2	0.0525	65.30	115.08	494.9	0.381 ±0.002	9.124 ±0.083	0.1737 ±0.0012	2081 ±12	2351 ±21	2593 ±18	19.7
3	0.0577	4.07	7.49	271.0	0.328 ±0.002	6.541 ±0.054	0.1446 ±0.0005	1829 ±14	2051 ±17	2283 ±7	19.9
Н-10-07											
2	0.063	72.24	132.67	2202.2	0.491 ±0.001	12.576 ±0.030	0.1859 ±0.0001	2574 ±6	2648 ±6	2706 ±2	4.9
3	0.090	50.86	99.21	2848.4	0.488 ±0.002	12.498 ±0.041	0.1848 ±0.0002	2563 ±8	2638 ±9	2696 ±2	4.9
4	0.084	61.15	145.36	579.9	0.378 ±0.002	9.180 ±0.074	0.1762 ±0.0009	2066 ±11	2356 ±19	2617 ±14	21.1
Н-10-08											
3	0.0788	214.72	78.95	354.1	0.470 ±0.002	11.867 ±0.071	0.1831 ±0.0007	2484 ±11	2594 ±15	2681 ±10	7.3
4	0.0300	160.23	331.14	1345.1	0.452 ±0.002	11.286 ±0.065	0.1812 ±0.0005	2403 ±12	2547 ±15	2664 ±7	9.8
5	0.0157	285.26	629.85	1129.9	0.424 ±0.001	10.412 ±0.053	0.1763 ±0.0006	2279 ±8	2463 ±13	2619 ±9	13.0
6	0.0137	193.81	449.45	1012.9	0.363 ±0.002	8.506 ±0.062	0.1699 ±0.0006	1997 ±12	2287 ±17	2556 ±8	21.9

* Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 1 пг для Pb и 10 пг для U и масс-дискриминацию 0.12±0.04 %.
** Коррекция на примесь обыкновенного свинца определена на возраст по модели [11].

Таблица 3. Изотопные U-Pb данные для циркона из пород Ингозерского массива.

№ п/п	Навеска, мг	Содержание, ppm		Изотопный состав свинца [1]			Изотопные отношения и возраст, млн. лет [2]			Rho[3]
		Pb	U	$^{206}Pb/^{204}Pb$	$^{206}Pb/^{207}Pb$	$^{206}Pb/^{208}Pb$	$^{207}Pb/^{235}U$	$^{206}Pb/^{238}U$	$^{207}Pb/^{206}Pb$	
Н-10-01										
1	0.5	112.3	228.8	2427	5.2943	29.2260	11.7632	0.46401	2690	0.87
2	0.7	385.5	827.7	7759	5.3717	24.6380	11.2165	0.44070	2695	0.90
3	0.7	308.9	707.0	4507	5.3774	19.3060	10.3353	0.40904	2680	0.89
4	0.4	215.1	550.5	2640	5.3395	18.9080	9.1753	0.36432	2680	0.91
Н-10-07										
1	0.3	237.0	446.0	6492	5.4606	61.8460	12.8503	0.51422	2665	0.93
5	0.3	135.2	470.6	1459	5.9225	22.6140	6.0202	0.27257	2458	0.81
Н-10-08										
1	0.3	73.3	129.2	725	4.9011	14.2990	13.1091	0.50759	2720	0.88
2	0.2	66.2	120.4	622	4.8854	12.3480	12.3851	0.48518	2700	0.96

[1] Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.1 нг по Pb и 0,04 нг по U и масс-дискриминацию 0.10±0.04%.
[2] Коррекция на примесь обыкновенного свинца произведена на возраст по модели [11].
[3] Rho – коэффициент корреляции по осям.

На U-Pb диаграмме дискордия, построенная по шести фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2727±5 млн. лет, СКВО=1.13 (рис. 4, табл. 2, 3).

Выводы. Время проявления процессов метаморфизма составляет для биотитовых гнейсов – 2697±9 млн. лет; для амфибол-биотитовых гнейсов – 2725±2 и 2667±7 млн. лет; и для биотит-амфиболовых гнейсов – 2727±5 млн. лет. Наиболее древний возраст 3149±46 млн. лет установлен для биотитовых гнейсов методом U-Pb датирования единичных цирконов, скорее всего, он отражает время образования протолита гнейсов.

Список литературы

1. Батиева И.Д., Бельков И.В. Гранитоидны формации Кольского полуострова. // Очерки по петрологии, минералогии и металлогении Кольского полуостров. Л. 1968. с. 5-143.
2. Бельков И.В., Загородный В.Г., Предовский А.А. и др. Стратиграфическое расчленение и корреляция докембрия С-В части Балтийского щита. Л. 1971. с. 141-150.
3. Докембрийская тектоника северо-восточной части Балтийского щита (Объяснительная записка к тектонической карте С-В части Балтийского щита м-ба 1:500000). / отв. редактор Ф.П. Митрофанов. Апатиты: КФАН СССР. 1992. 112 С.
4. Загородный В.Г., Радченко А.Т. Принципы и главные черты тектонического районирования северо-восточной части Балтийского щита. // Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: КФАН СССР. 1978. с. 3-12.
5. Кожевников В.Н., Скублов С.Г., Марин Ю.Б., Медведев П.В., Сыстра Ю., Валенсиа В. // ДАН. 2010. Т. 431. №1. С. 85-90.
6. Козлов Н.Е., Сорохтин Н.О., Глазнев В.Н., Козлова Н.Е., Иванов А.А., Кудряшов Н.М., Мартынов Е.В., Тюремнов В.А., Матюшкин А.В., Осипенко Л.Г. Геология архея Балтийского щита. СПб.: Наука. 2006. 329 с.
7. Вревский А.Б., Богомолов Е.С., Зингер Т.Ф., Сергеев С.А. // ДАН. 2010. Т. 431. № 3. С. 377-381.
8. Митрофанов Ф.П. Современные проблемы и некоторые решения докембрийской геологии кратонов. // Литосфера.2001. №1. С. 5-14.
9. Объяснительная записка к геологической карте северо-восточной части Балтийского щита масштаба 1:500 000 / Ред. Ф.П. Митрофанов. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 1994. 95 с.
10. Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия карелид востока Балтийского щита. М.:Недра. 1966.
11. 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. № 2. p. 207-221.

ПЕТРОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ КВАРЦЕВЫХ ПОРФИРОВ ЛЕХТЫ (ВОСТОЧНАЯ КАРЕЛИЯ).

Павлова К.Г.

Санкт-Петербургский государственный университет, nerline@yandex.ru

В начале протерозоя литосфера Фенноскандинавского щита претерпела интенсивный интраконтинентальный рифтинг. В результате была образована крупная палеосистема, протягивающаяся более чем на 1000 км от Лапландии до Ветреного пояса (Карело-Лапландская палеорифтовая система [7]). В пределах этого палеорифта мощно и разнообразно проявлен магматизм. Была образована магматическая ассоциация, включающая в себя известные расслоенные ультрамафит-мафитовые интрузии, рои мафитовых даек, мощные толщи вулканитов ультраосновного, основного и среднего состава. Важным звеном этой магматической ассоциации являются кислые вулканиты: метариолиты, метариодациты, которые в литературе называют кварцевыми порфирами. Толщи кварцевых порфиров представлены в Лехтинской, Шомбозерской и Паанаярви-Ципринской структурах. Эти породы протягиваются прерывистой полосой почти на 600 км на территории Восточной Карелии, где они изучены наиболее детально геологически и петрографически. Они занимают наибольший объём сумийского надгоризонта, стратотипический разрез которого находится в Шомбозерской структуре и составляет ожиярвинскую свиту.

Целью исследования являлось уточнение тектонической позиции этих пород и рассмотрение вопросов их петрогенезиса.

Петрография. Кварцевые порфиры слагают вулканогенные толщи, обладающие флюидальной текстурой, содержат прослои туфов и игнимбритов. Все они метаморфизованы в той или иной степени вплоть до образования геллефлинтов и динамосланцев. Это преимущественно серые в свежем сколе, светло-серые и светлые розовато-серые на выветрелой поверхности породы. Текстуры массивные, но в кровлях пластов отмечены реликтовые шлаковые текстуры. Присутствуют реликтовая бластопорфировая структура, просматриваются бластомикроаплитовая, бластофельзитовая структура минералов основной массы. Вкрапленники представлены кварцем, щелочным полевым шпатом и плагиоклазом. Характерной особенностью кварцевых вкрапленников, отмечаемой во всех публикациях, является их голубо-серый цвет («голубой кварц», «кварц опаловидного облика»).

Интересной региональной особенностью кислых вулканитов Лехты является присутствие сферолоидов. Так названы обособления овальной и округлой в плане формы, 3-5 см в диаметре, располагающиеся достаточно близко друг к другу, сложенные преимущественно кварцем. Предполагается, что по механизму образования они близки к миндалинам [8], но необычным для миндалин является присутствие во многих сферолоидах выделений полевых шпатов, по форме и составу таких же, как во вкрапленниках.

Возраст. До недавнего времени, и радиологический возраст кварцевых порфиров был не подтверждён – архей или протерозой. В настоящее время установлено, что на территории Карелии они имеют одинаковый раннепротерозойский возраст – 2435 млн.лет, как в Паанаярви-Ципрингской структуре, так и в Лехтинской [1]. Датировку кварцевых порфиров в стратотипическом разрезе проводил, Виктор Александрович Мележик, позволивший сослаться на его не опубликованные данные, по которым возраст кварцевых порфиров находится в интервале 2420 – 2440 млн.лет.

Геохимия и петрохимия. Составы анализированных пород представлены на классификационных диаграммах. На классификационной диаграмме сумма щелочей-SiO_2, фигуративные точки составов кислых метавулканитов Лехты располагаются в полях дацитов, риодацитов и риолитов, причём большинство – в поле риолитов.

Использованы две классификационные диаграммы для разделения пород по типу щёлочности. На диаграмме K_2O-SiO_2 фигуративные точки большинства составов попадают в поле высококалиевых кислых пород, меньше – в поле умеренно-калиевых и только четыре образца соответствуют низкокалиевым, то есть натровым породам. Также используется отношение Na_2O/K_2O в весовых процентах с выделением натровых, калиево-натровых и калиевых пород. Используя рекомендованные значения K/Na отношения для кислых пород в классификации Богатикова с соавторами [5], мы провели разделительные линии на диаграмме K_2O-Na_2O. В соответствии с ними, породы разделились на калиевые (примерно 30% от общего числа анализов), калиево-натровые (около 60%) и натровые.

Среди петрохимических коэффициентов нужно, в первую очередь, такой важный параметр кислых магматитов как железистость. Железистость кварцевых порфиров Лехты высокая, достигающая в некоторых образцах 0,8. Высокую железистость данных пород характеризует также диаграмма Фроста с соавторами [12] на которой большинство фигуративных точек составов попадает в поле железистых гранитов и риолитов.

Выделяются среди кварцевых порфиров сферолоидные разности с особенно высоким содержанием SiO_2 (до 80% и более) и заметно пониженным содержаниями всех остальных окислов.

Важнейшей особенностью редкоэлементной геохимии рассматриваемых пород являются высокие содержания высокозарядных (HFS) элементов: Zr (до 700г/т) и Hf, а также Y. Важно подчеркнуть, что эта геохимическая особенность сквозная, не зависящая от того к какой группе относятся породы: калиевой, калиево-натровой или натровой. Концентрации двух других HFS-элементов, Nb и Ta, относительно понижены и близки к кларкам для гранитов (20 и 0,5 г/т). Эти геохимические черты пород отражены на спайдер-диаграмме.

Данные по редкоземельной геохимии, показывают большие колебания в содержаниях лёгких лантаноидов, что связано с неравномерным распределением в породах их главного носителя – алланита. При этом содержания тяжёлых редких земель повышены во всех случаях, что обусловливает необычный профиль лантаноидов на диаграмме нормированных к хондриту содержаний. Учитывая, что отношение Y/Yb составляет обычное для магматических значение около 20, можно предполагать, что в некоторых образцах концентрации Yb могут составить 6-10 г/т.

За последние десятилетия широкое распространение получила генетическая типизация гранитов, обозначаемая аббревиатурами O-(океанические плагиограниты срединных хребтов), M- (мантийные плагиограниты океанических островных дуг), I- (орогенические граниты, источником которых являются изверженные породы), S- (орогенические граниты с осадочным источником), A- тип (щелочные, «сухие», анорогенные граниты кратонов). Эта же систематика

используется для оценки тектонической позиции гранитоидов. Наиболее информативны для генетической и тектонической типизации гранитоидов данные по редкоэлементной геохимии. Единственным типом, которым соответствует геохимия лехтинских кварцевых порфиров являются кислые магматиты А-типа по Воулену [14] или внутриплитные кислые магматиты по Пирсу [9].

Геодинамическая обстановка формирования и петрогенезис. В работе 1992 г. петролог Г.Эби [11], выделил два подтипа гранитов А-типа. К подтипу А1 он отнёс щелочные граниты, содержащие такие щелочные минералы, как эгирин, рибекит, арфедсонит и др. На Балтийском щите к ним относятся архейские щелочные граниты Западных Кейв на Кольском полуострове. К подтипу А2 Эби отнёс австралийские граниты не содержащие щелочных минералов, но также отличающиеся очень высокой железистостью. «Классическим» докембрийским примером подобных гранитов являются рапакиви. На диаграммах Эби положение фигуративных точек составов кварцевых порфиров Лехты указывает на принадлежность исследуемых пород к кислым магматитам А2 - подтипа. По Эби это граниты не содержащие щелочных минералов, но отличающиеся очень высокой железистостью. По мнению Эби эти граниты образованы при частичном плавлении архейских тоналитов. Принадлежность кварцевых порфиров к кислым магматитам А-типа обусловливает круг возможных петрогенетических моделей. Наиболее приемлемы модели безводного плавления коровых источников (vapor-absent melting) при дегидратационном (инконгруэнтном) разложении водосодержащих минералов – амфибола, мусковита и биотита. Учитывая геологическую позицию кварцевых порфиров, можно сделать вывод о том, что наиболее вероятным их источником были тоналиты, доминирующие в коре Карельской гранит-зеленокаменной провинции. В опыте по безводному плавлению при 10 кбар Skjerlie, Jonston, 1992 [13] использовался тоналитовый гнейс из Южной Африки, состоящий из амфибола (2%), биотита (20%), плагиоклаза (47,5%), кварца (30%), эпидота (0.2%), апатита (0.3%) и акцессорного циркона. Авторы рассмотренной статьи отмечают, что температурные условия безводного плавления тоналитов архейской коры с образованием гранитов А-типа могут быть достигнуты благодаря внедрению высокотемпературной магмы. Следует отметить, что тоналиты бывают весьма разнообразными, например высокоглинозёмистыми и низкоглинозёмистыми, а архейские тоналиты по составу как раз такие.

Выводы. Основные результаты проведённого петролого-геохимического изучения кварцевых порфиров Лехтинской структуры Восточной Карелии сводятся к нижеследующему.

Кварцевые порфиры являются в большинстве своём слабометаморфизованными кислыми вулканитами с сохранившимися вкрапленниками кварца, кислого плагиоклаза – олигоклаза, преобразованного в альбит, щелочного K-Na полевого шпата, преобразованного в микроклин. Согласно петрохимическим классификациям кварцевые порфиры разделяются на плагиодациты, дациты, риодациты и преобладающие риолиты, соответственно, низкокалиевые (натровые), умеренно-калиевые (калиево-натровые) и высококалиевые (калиевые). Независимо от типа щелочности и местоположения все породы характеризуются высокими содержаниями высокозарядных (HFS)- элементов, Zr, Hf, Y, Ce. Это позволяет отнести их к внутриплитным кислым магматитам А-типа. Установлен специфический характер распределения редких земель, с одновременным обогащением лёгкими и тяжёлыми лантаноидами, что обусловлено режимом частичного плавления в источнике. Согласно экспериментальным данным [13] и геохимическим особенностям пород магма кварцевых порфиров образована при безводном плавлении коровых архейских тоналитов с дегидратационным разложением биотита при давлении около 10 кбар и температуре выше 950^0C.

Благодарности. Благодарю за предоставленные материалы и помощь в написании работы В.В. Иваникова, А.И. Голубева, М.В. Малашина, Н.М. Иванова. Работа написана при поддержке гранта кафедры петрографии СПбГУ «Изотопная геохимия и петрология эндогенных комплексов Балтийского щита, перспективных для поиска месторождений высоколиквидного минерального сырья» № 3.37.81.2011.

Список литературы.

1. Буйко А.К., Левченков О.А., Турченко С.И., Друбецкой Е.Р. Геология и изотопное датирование раннепротерозойского сумийско-сариолийского комплекса Северной Карелии (Паанаярви-Ципрингская структура)// Стратиграфия. Геологическая корреляция, т.3, №4, 1995, с.16-30
2. Гилярова М.А. Кварцевые порфиры и кератофиры центральной Карелии// Учёные записки ЛГУ, 1957 , вып.8, с.58-83.
3. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов/ Перевод с англ.под редакцией С.А. Ефремовой, Недра, 1997.
4. Коросов В.И. Геология доятулийского протерозоя восточной части Балтийского щита

(сумий, сариолий). Петрозаводск, 1991.
5. Магматические горные породы. Классификация, номенклатура, петрография/ Под ред. О.А.Богатикова. М., 1985.
6. Металлогения Карелии/ Под редакцией С.И. Рыбакова и А.И.Голубева. Петрозаводск, 1999.
7. Турченко С.И. Металлогения тектонических структур палеопротерозоя. Наука, СПб, 2007.
8. Хейсканен К.И., Голубев А.И., Бондарь Л.Ф. Орогенный вулканизм Карелии. Наука, Ленинград, 1977.
9. Pearce J.A., Harris N.B.W. & Tindle A.G. Trace element discrimination ddiagrams for tectonic interpretation of granitic rocks// Journal of Petrology, 1984, v. 25, p. 956-983.
10. Eby, G. N. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. Lithos 26, 1990, p.115-134.
11. Eby, G. N. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. Geology 20, 1992, p.641-644.
12. Frost C.D., Frost B.R. On Ferroan (A-type) Granitoids: their Compositional Variability and Modes of Origin// Journal of Petrology, 52, pp39-53, 2011.
13. Skjerlie K.P., Johnston A. Dana. Vapor-absent melting at 10 kbar of a biotite- and amphibole-bearing tonalitic gneiss: Implications for the generation of A-type granites// Geology, 1992. v. 20, p. 263-266.
14. Whalen J.B., Currie K.L. & Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis.// Contributions to Mineralogy and Petrology, 1987, p.407-418.

ОСОБЕНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ НОВООБРАЗОВАНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ПОРОДАХ РАТНЕНСКОЙ СВИТЫ ВЕНДА ВОЛЫНИ (УКРАИНА)

Руденко К.В.
Национальный научно-природоведческий музей НАН Украины, г. Киев, rena-li@ukr.net

Минералого-геохимические исследования вулканогенных пород венду указывают на неравномерные преобразования и повышение концентраций самороднометальной минерализации по всему разрезу ратненской свиты [8, 5]. Характер вторичных изменений вулканогенных пород, как минералогических, так и тектонических, описанный в работах многих авторов [1-3, 6-7 и т.д.].

Целью данной работы является определение закономерностей распространения новообразованной и самороднометальной минерализации в породах ратненской свиты венда в пределах Рафаловского рудного узла.

Для решения поставленной цели нами был выбран полигон в пределах Рафаловского рудного узла площадью 280 км^2 на территории которой пробурены около 300 скважин (рис. 1). В результате полевых работ также детально опробования скважины с двумя профилями (I-I – скв. 5925-4427; II-II – скв. 4407-4413).

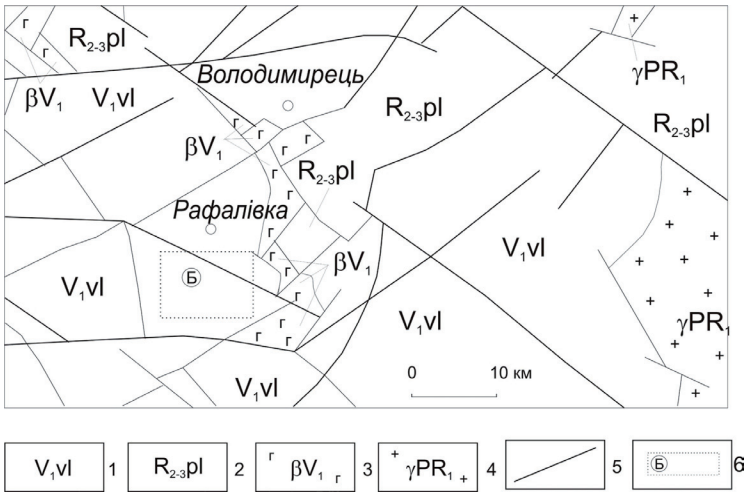


Рис. 1. Обзорная карта Рафаловского рудного узла: 1 – образование волынской серии венду (базальты, туфы, лавобрекчии, туфолавы) 2 – отложения полесской серии среднего - верхнего рифею (песчаники, алевролиты); 3 – интрузии габбро-долеритов (рифей-вендских интрузивный комплекс) 4 – граниты биотит и амфибол-биотит осницкого комплекса мезопротерозоя; 5 – разрывные нарушения, 6 – контур участка исследований.

Для выполнения поставленной задачи были проведены комплексные минералого-геохимические, петрографические исследования, а также интерпретация геологических данных с помощью программного комплекса ArcGIS (лицензионное программное обеспечение Геологического факультета Львовского национального университета, г. Львов, Украина) и метода ранжирования.

Разрез ратненской свиты венда в пределах изучаемой территории состоит из трех базальтовых потоков, которые отмежёвываются толщами лавобрекчий, лавокластитов, и туфов соответственно (рис. 2) [4].

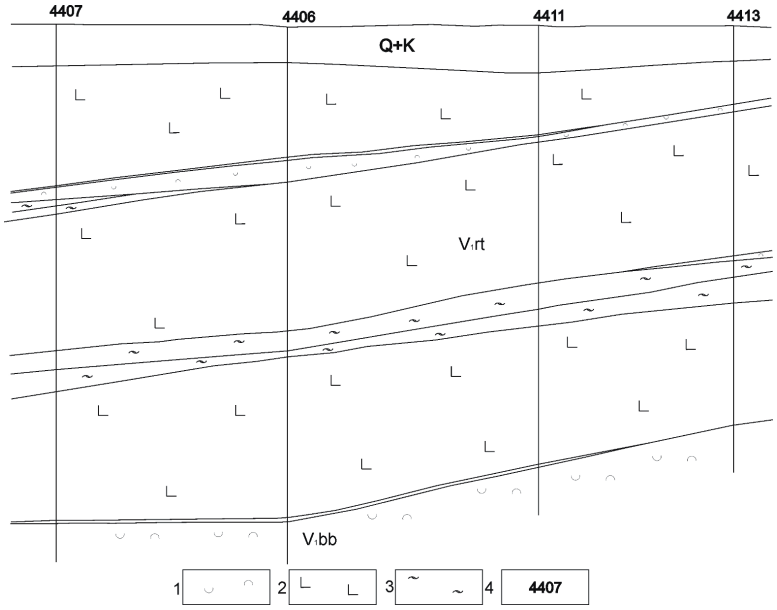


Рис 2. Схематический разрез ратненской свиты в пределах Рафаловского рудного узла (разрез II-II скв. 4407-4413): 1 – туфы, 2 – базальты, 3 – лавобрекчии и лавокласты, 4 – номера скважин.

Петрографические и минералого-геохимические исследования показали, что наиболее преобразованными породами являются породы нижнего потока, который залегает на туфах бабинской свите венда. Повышенное содержание самородно-металльной минерализации (медь, серебро) установлены при поисковых работах на медь, которые выполнялись Ровенской ГРЭ. Поэтому наша работа сосредоточена на изучении именно нижнего потока ратненской свиты венду.

Вулканогенная толща Волыни является носителем информации о тектонических событиях, которые происходили на этой территория в разные периоды её существования. С помощью метода ранжирования установлена интенсивность трещиноватости вмещающих пород и построена схема ее распространения в пределах площади. С помощью компьютерного моделирования выявлено, что природа зон интенсивной трещиноватости и брекчирования пород нижнего потока Ратненского миры, вероятно, связана с сдвиговыми движениями вдоль Чарторыской зоны разломов в нижньовендське время.

Полученные данные позволили построить обобщающую схему распределения металлов и новообразованных минералов (кварца, хлорита, сульфидов, халцедона и пр.) в базальтах нижнего потока ратненской свиты венда с учётом степени трещиноватости (рис. 3).

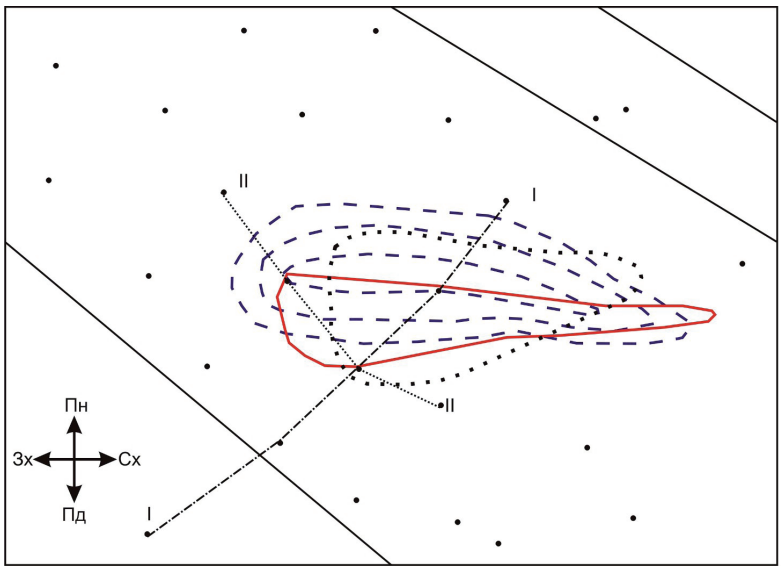


Рис 3. Схема распространения зон окварцевания, трещиноватости и благороднометальной минерализации в отложениях ратненского свиты (нижний поток) венда Рафаловского рудного узла: 1 – скважины; 2 – разрывные нарушения; 3 – зоны пород с повышенной трещиноватостью; 4 – зона окварцевания; 5 – зона повышенных концентраций серебра и золота; 6 – профиля.

Было установлено, что зоны распространения новообразованного кварца совпадают с зонами интенсивной трещиноватости. К этой зоне приурочены повышенные концентрации золота и серебра. Содержание меди сравнительно низкое и снижается в направлении падения ратненской толщи (З - С-З). С зоной окварцевания в базальтах нижнего потока связаны такие вторичные минералы как пирит, кальцит и хлорит. Образовавшаяся минерализации имеет наложен низкотемпературный гидротермальный характер.

Список литературы

1. Bakun-Czubarow N., Bialovolska., fedoryshyn Yu. Neoproterozoic flood basalts of Zabolottya and Babino beds of the Volhynian series and Polesie series dolerites in the western margin of the East Europen craton//Acta Geologica Polonica.-2002.-52,#4.-p.481-496 7

2. Bakun-Czubarow N., Biaowolska A., Fedoryshyn Yu. I. Neoproterozoic III Flood Basalts of the Volcanogenic Volhynian Series (Western Margin of the East European Craton). Abstracts volume of Joint Meeting of Europrobe Tesz, Timpebar, Uralides & SW-Iberia Projects. 30 September – 2 October, 2001.- Ankara2001.- pp. 6-8 6

3. Бернадська Л.Г. Вулканіти Ровенської області. К. 1958. 3

4. Деревська К.І., Приходько В.Л., Косовський Я.О., Руденко К.В. Мінералого-петрографічні особливості порід трапової формації венду Волині (Рафалівська рудоносна площа)//Наукові праці Донецького національного університету. Серія «Гірничо-геологічна» випуск 8(136). Донецьк 2008 с.78-83.

5. Квасниця І.В. Самородна мідь України: геологічна позиція, мінералогія і кристалогенезис/ І.В.Квасниця, В.І. Павлишин, Я.О.Косовський.-Логос.2009.- 171с.

6. Лазаренко Є.К., Матковський О.І., Винар О.М. та ін. Мінералогія виверженних комплексів Західної Волині//Львів, Вид-во Львівського ун-ту.-1960.-509с. 4

7. Мідь Волині. Наукові праці Інституту фундаментальних досліджень/Відп. ред. Л.В. Шумлянський.-К.Логос, 2006.- 200 с. 5

8. Приходько В.Л., Косовський Я.А. Иванов И.Н. Перспективы меденосности вулканогенных образований волынской серии Луковско-Ратненской горстовой зоны//Геол. журн.-1993.-№4.-с.138-142.

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ГЕЛИЯ В МИНЕРАЛАХ И ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Севостьянов А.Ю., Скиба В.И., Каменский И.Л., Ветрин В.Р.

В рамках научно-исследовательской деятельности группы изотопии благородных газов Геологического Института КНЦ РАН разработана методика изучения изотопов гелия в минералах и горных породах. С целью проведения экспериментов сконструирована высоковакуумная миниатюрная печь, собранная на стандартном источнике ионов масс-спектрометра МИ 1201. Нагревателем в печи служит спираль из платиновой проволоки, размещённой на алундовой плазмокерамической трубочке с наружной прямоугольной резьбой. Тепловые экраны выполнены из плазмокерамики и танталовой фольги. Измерение и регулировка температуры осуществляется Pt-PtRh термопарой, расположенной в середине печи. Термопара подключена к терморегулятору Термодат-17У3, который в паре с силовым блоком ФИУ позволяет осуществлять линейный нагрев образца с различной скоростью. Навеска образца помещается в платиновый микротигель, который устанавливается на королёк термопары. Термодат снабжён интерфейсом RS-232/422/485 для связи с ПК, что обеспечивает контроль за линейностью нагрева и сохранность оцифрованных данных в табличной форме. Печь состыкована в одну линию с масс-спектрометром МИ 1201В №4-86 и системой напуска, позволяющей выделять и очищать благородные газы из горных пород и минералов.

В результате проведения эксперимента мы получаем кривые зависимости содержания гелия от температуры. При этом соблюдается линейный нагрев, что является необходимым условием проведения эксперимента. Предварительно проводится выяснение оптимальных условий измерения: массы «загружаемой» навески и скорости нагрева, чувствительности, регулируемой изменением напряжения на умножителе, величины шкалы потока гелия. Образец нагревается до температуры расплава с целью выделения всего газа из исследуемого вещества.

Комплексный подход при исследовании гелия в минералах и горных породах требует изучения как фракции зёрен (размер 0.2-1.6 мм), так и вещества, истёртого до состояния пудры (размер <0.05 мм). Измельчение образца в пудру приводит к уничтожению в веществе первичных и вторичных микровключений, оставляя лишь газы, образованные "in situ" (за счёт радиоактивного распада U, Th, K и ядерных реакций), поскольку вместилища таких газов слишком малы, чтобы быть разрушенными механическим воздействием.

Таким образом, последующее сравнение полученных термограмм для зёрен и пудры позволяет различить гелий, образованный "in situ" (обнаруживаемый при нагреве пудры), и гелий в микровключениях (образующийся в момент формирования микровключения).

Термограммы, полученные в результате т.н. «динамического» отжига необходимы также для оценки тех температурных интервалов, в пределах которых происходит выделение газов различного генезиса, что является важным при последующем изотопном анализе вещества, который в данный момент реализуется на масс-спектрометре МИ 1201 №22-78.

Экспериментальному изучению образца предшествует получение снимка фракции на сканирующем электронном микроскопе LEO-1450 (с приставкой энергодисперсионного рентгеновского анализа ROENTEC), что позволяет оценить количественное содержание исследуемого минерала (см. рис 1).

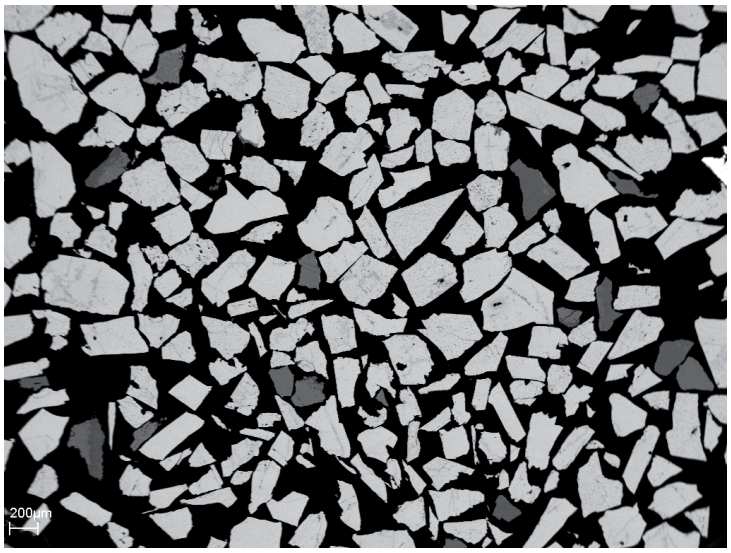


Рис.1: Снимок исследуемой фракции ильменита (самые светлые зёрна) на сканирующем электронном микроскопе LEO-1450 (с приставкой энергодисперсионного рентгеновского анализа ROENTEC).

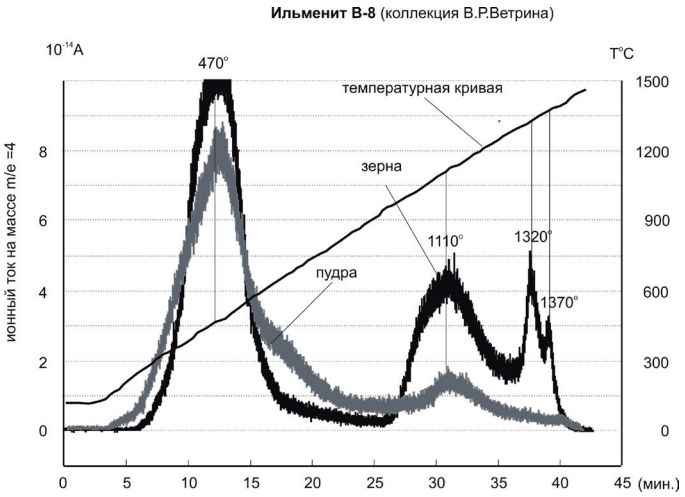


Рис.2: Термограммы образца ильменита для «пудры» и «зёрен». Скорость нагрева - 2200°С/ч. Масса навески – 70 мг.

Описанная методика была применена при исследовании акцессорного ильменита из кварц-полевошпатовой жилы Понойского массива. В результате были выявлены три основных «местоположения» гелия в ильмените, которым соответствуют три пика выхода гелия на термограммах.

Первый пик, проявленный в диапазоне температур 350-650°С, фиксируется как при нагревании фракции зёрен, так и материала, истёртого до состояния пудры. Поскольку истирание не вскрывает наиболее мелкие «вместилища» газов, то, вероятно, этот гелий – радиогенного происхождения, то есть образованный "in situ" (см. рис.2).

Второй пик выхода гелия фиксируется при температурах 900-1240°С и, вероятно, соответствует «вскрытию» метаморфогенных (т.е. вторичных) флюидных микровключений, так как в значительной степени «исключается» истиранием зёрен в пудру.

Третий, наиболее высокотемпературный, пик (1300-1400°С) соответствует составу первичных (магматических) включений, захваченных в процессе кристаллизации вещества. Этот пик полностью уничтожается измельчением зёрен до состояния пудры, что указывает на «пузырьковую» форму нахождения этого гелия.

Четвёртый пик, проявленный в нескольких опытах с этим образцом (см. рис.2), и находящийся на склоне третьего пика, по-видимому, объясняется вскрытием «пузырьков» в последних «недожжённых» зёрнах и относится также к первично магматическим включениям.

МНОГОСТАДИЙНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ФЁДОРОВО-ПАНСКОГО РАССЛОЕННОГО ИНТРУЗИВА: SM-ND И U-PB ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА

Серов П.А., Екимова Н.А.
ГИ КНЦ РАН, Апатиты, serov@geoksc.apatity.ru

Массив Панских тундр имеет пласто-лополитообразную форму, и на современном уровне эрозионного среза представлен фрагментами северной части лополита. Он вытянут в юго-восточном направлении почти на 80 км при ширине выходов на поверхность от 600 м до 5-6 км. Наибольшую видимую мощность интрузив имеет в Западно-Панском блоке. Падение его юго-западное под углом 35-50°, а на восточном фланге до 80°. И северный и южный контакты - тектонические, более крутой – северный контакт, который с глубиной выполаживается.

В его строении снизу вверх выделяются несколько основных зон [3]. К нижней норитовой зоне, зоне такситовых габброноритов Федоровского блока интрузива, Нижнему и Верхнему расслоенным горизонтам Западно-Панского блока приурочены наиболее важные рудоносные горизонты, содержащие промышленные концентрации ЭПГ и золота.

Целями исследований являлось определение возрастных рубежей формирования интрузива и сопоставление новых Sm-Nd (с использованием сульфидных минералов) и U-Pb данных с уже имеющимися U-Pb данными по цирконам.

Sm-Nd метод. Химическая подготовка проб проводилась по методике, подробно описанной в [5]. Измерения изотопного состава неодима и концентраций Sm и Nd проводились на семиканальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan – MAT 262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме с использованием рениевых и танталовых лент. Погрешность изотопного состава неодима в стандарте La Jolla = 0.511857±7 (n=7) не превышает 0.003 % (2σ). Ошибка в $^{147}Sm/^{144}Nd$ отношениях составляет 0.3% (2σ) – среднее значение из 7 измерений в стандарте BCR. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг и по Sm равно 0.06 нг. Изотопные отношения были нормализованы по отношению $^{146}Nd/^{144}Nd=0.7219$, а затем пересчитаны на отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ в стандарте La Jolla = 0.511857. Расчёты параметров изохрон проводились с использованием программы К.Людвига ISOPLOT 3.6 [8].

Из пробы ортопироксенитов 48-1G были выделены ортопироксен, плагиоклаз, небольшое количество клинопироксена и смесь клино- и ортопироксена. На Sm-Nd диаграмме эти минералы вместе с породой в целом (WR) образуют изохронную зависимость, показывающую возраст 2481±32 млн. лет при εNd(T) = -0.7±0.4 (рис. 1а). Этот возраст интерпретируется как время внедрения ортопироксенитов блока Фёдорова Тундра. Параметр εNd(T) = -0.7±0.4 указывает на мантийный источник магм с аномальными геохимическими характеристиками.

Из пробы габброноритов 48-2G также были выделены пироксены (орто- и клинопироксен), плагиоклаз и сумма сульфидных минералов. Вместе с породой в целом они образуют Sm-Nd изохрону с возрастом 2482±29 млн. лет при εNd(T) = +0.8±0.5 (рис. 1б). Полученный возраст согласуется в пределах ошибок с ранее установленным U-Pb возрастом по цирконам, равным 2491±5 млн. лет [2].

Этот возраст отражает время кристаллизации оруденелых габброноритов Федоровой Тундры, а параметр εNd(T) = +0.8±0.5 указывает на мантийный источник исходных магм. Положительное значение εNd(T), нехарактерное для пород расслоенных интрузий, может указывать на контаминацию магм веществом коры либо на внедрение дополнительных инъекций магм с иными изотопными характеристиками.

В пробе габброноритов 48-3G для исследований были выделены ортопироксен, плагиоклаз и оливин. Минеральная Sm-Nd изохрона по этим минералам и породе в целом дает возраст 2490±32 млн. лет при εNd(T) = -0.6±0.3 (рис. 1в). Полученный возраст отражает время формирования габброноритов Федоровой Тундры. По сравнению с U-Pb возрастом по цирконам [2], равным 2507±11 млн. лет, значение Sm-Nd возраста немного омоложено, что может быть связано с различными температурами закрытия изотопных систем в цирконах и породообразующих минералах, однако, учитывая погрешность определения возраста в Sm-Nd систематике, полученные значения являются сходными. Параметр εNd(T) = -0.6±0.4 так же, как и для ортопироксенитов блока, указывает на мантийный источник магм с аномальными геохимическими характеристиками.

В пределах Западно-Панского блока интрузива (месторождение Малая Пана) изучались породы Нижнего и Верхнего расслоенных горизонтов. Для целей Sm-Nd датирования из Нижнего расслоенного горизонта (НРГ) были отобраны рудный габбронорит с сульфидами МР-1 и оруденелое леопардовое габбро Н-08-02/1; из Верхнего расслоенного горизонта (ВРГ) были отобраны габбронориты Н-08-04 и поздние анортозиты заключительных стадий формирования интрузива Н-08-05.

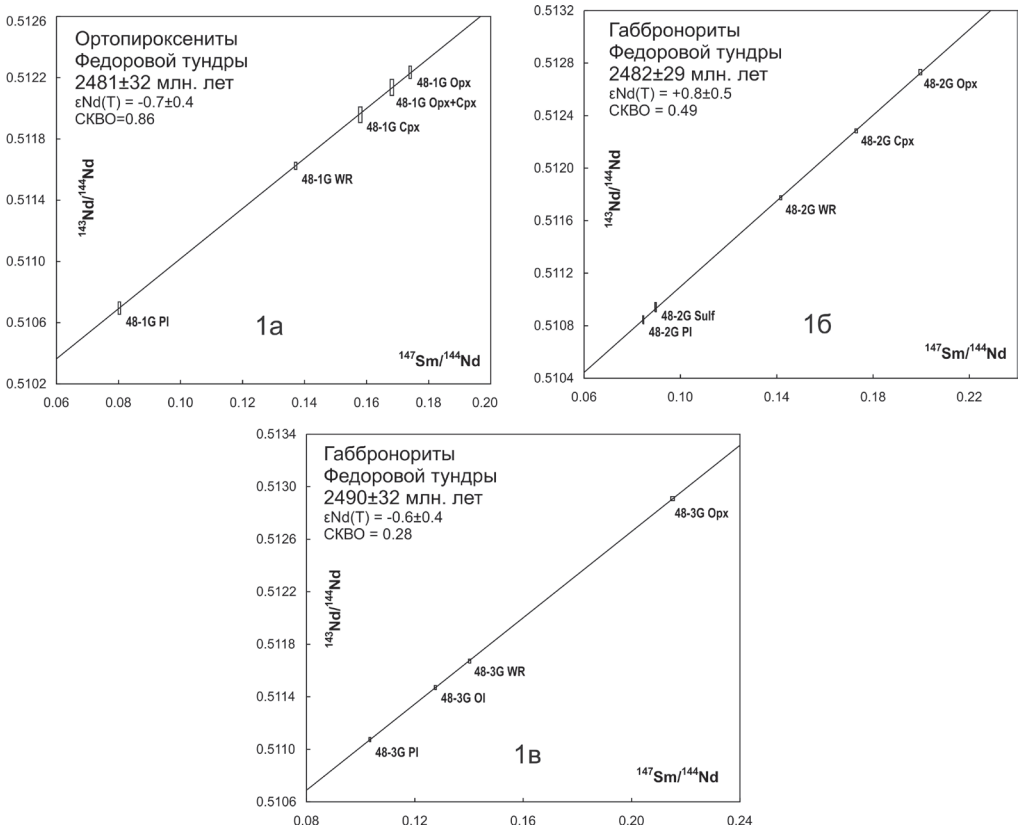


Рис. 1. Минеральные Sm-Nd изохроны для пород и минералов Федоровотундровского блока массива.

Из пробы рудных габброноритов МР-1 были выделены плагиоклазы, смеси орто- и клинопироксенов, а также сульфидные минералы (пирротин, пентландит, смесь халькопирита и пентландита). Изотопный Sm-Nd возраст по породе в целом, породообразующим и сульфидным минералам составил 2467±39 млн. лет (рис. 1а). Этот возраст хорошо согласуется с уже известным U-Pb возрастом для габброноритов нижнего расслоенного горизонта, который равен 2470±9 млн. лет [1]. Использование сульфидных минералов в Sm-Nd методе для исследования пород Федорово-Панского интрузива выполнено в качестве эксперимента, что, однако, позволило повысить точность определения возраста и показало возможность применения сульфидов в качестве минералов-геохронометров. Это направление исследований сейчас находится в активной разработке, но можно с уверенность говорить о его применимости, особенно в отношении расслоенных платиноносных мафит-ультрамафитовых интрузий [4, 5].

Из пробы габброноритов Верхнего расслоенного горизонта Н-08-04 были выделены клино- и ортопироксен, плагиоклаз и смесь пироксенов. Минеральная Sm-Nd изохрона по этим минералам и породе в целом дает возраст 2472±45 млн. лет. при εNd(T) = -0.4±0.5 (рис. 2в). Возраст интерпретируется временем кристаллизации габброноритов ВРГ.

Отдельного внимания заслуживает проба анортозитов Н-08-05. Именно с анортозитами связано промышленное Pt-Pd оруденение Верхнего расслоенного горизонта. По ранее полученным данным U-Pb возраст (по бадделеиту) этих анортозитов равен 2447±12 млн. лет [1]. Для Sm-Nd исследований были выделены породообразующие минералы магматического генезиса – плагиоклаз и клинопироксены. Вместе с породой в целом они образуют минеральную Sm-Nd изохрону с возрастом 2442±74 млн. лет (рис. 2г). Этот возраст хорошо согласуется с U-Pb данными и отражает время образования анортозитов на поздних стадиях становления интрузива.

Новые изотопно-геохронологические данные, наряду с уже известными [1, 6, 7] позволили уточнить возрастные этапы формирования сложного, длительно развивающегося платиноносного Фёдорово-Панского массива:

- 2526 – 2516 млн. лет назад – безрудные пироксениты и габбро Федоровской магматической камеры;
- 2501 – 2497 - 2485 млн. лет – габбронориты и габбро рудно-магматической камеры Западно-Панского блока, раннее рассеянное, относительно бедное Pt-метальное оруденение и относительно богатое Cu-Ni сульфидное оруденение в базальных частях Федоровского месторождения;
- около 2470 млн. лет – пегматоидные габбро-анортозиты и связанные с ними богатые руды НРГ;

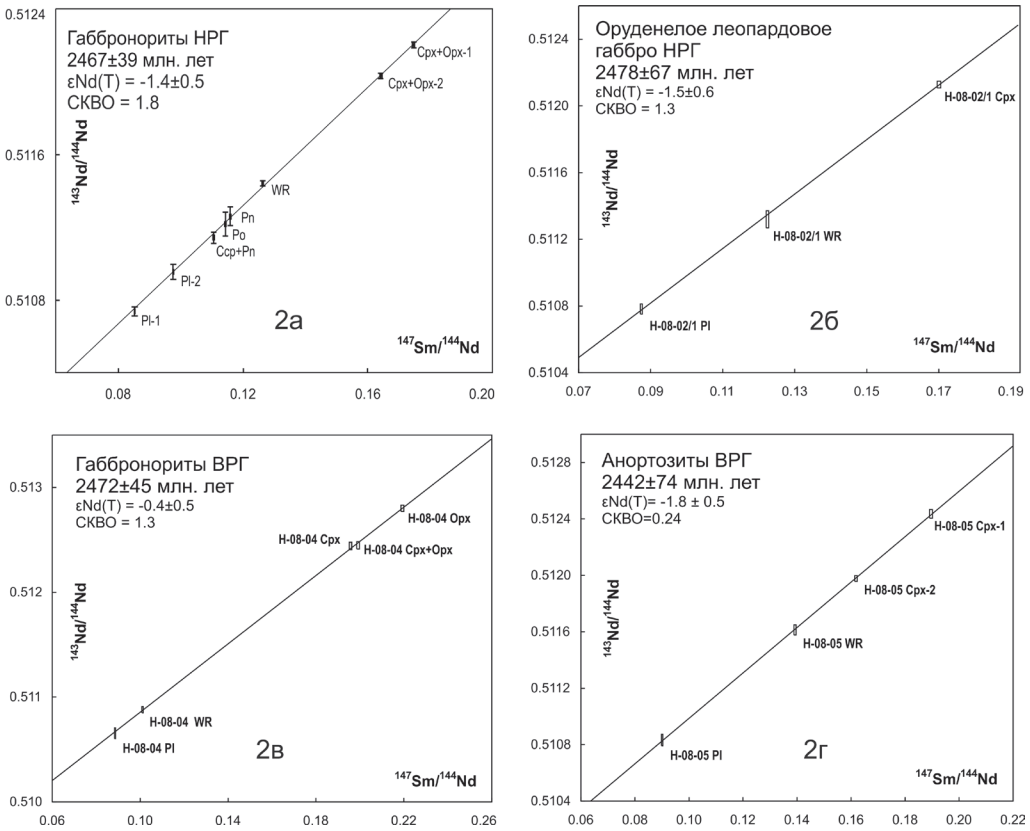


Рис. 2. Минеральные Sm-Nd изохроны для пород и минералов Западно-Панского блока массива.

- около 2450 млн. лет – поздние анортозитовые инъекции и локальные линзовидные скопления богатых Pt-Pd рудопроявлений ВРГ.

Работа выполнена при финансовой поддержке МОиН РФ (ГК 16.515.11.5013), грантов РФФИ №№ 11-05-12012-офи_м-2011, 10-05-00058-а, 11-05-00570-а и приоритетных научных программ ОНЗ РАН (2, 6).

Список литературы

1. Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. С.-Пб.: Наука, 2004,174 с.

2. Грошев Н.Ю., Ниткина Е.А., Митрофанов Ф.П. Двухфазный механизм образования платинометалльных базитов Фёдоровотундровского массива на Кольском полуострове: новые геологические и изотопно-геохронологические данные // Доклады АН, 2009, Т. 427. № 5, с. 669-673.

3. Докучаева В.С. Петрология и условия рудообразования в Фёдорово-Панском интрузиве // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука, 1994., С. 87-100.

4. Екимова Н.А., Серов П.А., Баянова Т.Б. и др. Распределение РЗЭ в сульфидных минералах и Sm-Nd датирование рудогенеза расслоенных базитовых интрузий // Доклады АН, 2011, Т. 436, №1, с. 1-4.

5. Серов П.А., Екимова Н.А. Возможности Sm-Nd датирования рудных процессов с использованием сульфидов // Вестник МГТУ, 2009, Т. 12, №3, с. 456-460.

6. Серов П.А., Митрофанов Ф.П. Платиноносный расслоенный Фёдорово-Панский интрузив (Кольский полуостров): новые Sm-Nd изохроны и изотопно-геохимические данные // Доклады АН, 2005, Т. 403, №5, с. 1-4.

7. Серов П.А., Ниткина Е.А., Митрофанов Ф.П. Сопоставление данных по датированию изотопными U-Pb и Sm-Nd методами пород ранней безрудной фазы и рудовмещающих пород платинометалльного Фёдорово-Панского расслоенного массива // Доклады АН, 2007, Т. 415, № 5, с. 1-3.

8. K. R. Ludwig. Isoplot 3.6: A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center Special Publication. 2008, №4, 78 p.

ГЕОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ОЗЁРНЫХ КОТЛОВИНАХ СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

Стешенко Е.Н.[1], Колька В.В.[2]
[1]МГТУ, г. Апатиты, katerina-steshen@mail.ru; [2]Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, kolka@geoksc.apatity.ru

Донные отложения в котловинах малых озёр, расположенных на Карельском берегу Белого моря, формировались в течение позднеледниковья и голоцена в результате смены условий седиментации, вызванной гляциоизостатическим поднятием территории и эвстатической миграцией уровня моря. Целью проведённых исследований было определение особенностей геологического строения донных отложений в озёрных котловинах и реконструкция условий их формирования. Для этого решались задачи: – стратиграфическое расчленение осадочной толщи по геологическим и палеонтологическим данным; – выявление литологических особенностей отдельных стратиграфических подразделений; – определение последовательности формирования донных отложений при смене условий седиментации. Некоторые фактические данные были получены авторами в ходе полевых исследований в составе сводного полевого отряда ГИ КНЦ РАН и ИГ КарНЦ РАН на территории северной Карелии в пределах Карельского берега Белого моря. В статье также использованы опубликованные аналитические данные, полученные Н.Б.Лавровой и Т.С. Шелеховой [2, 3].

Исходным материалом послужили керны колонок донных отложений, вскрытых в котловинах малых озёр в районе села Кузема. Всего было изучено 8 озёр (рис.1).

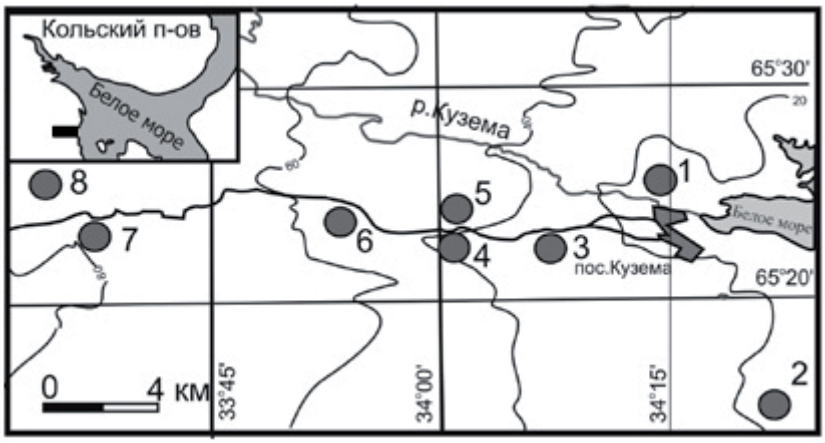


Рис.1 Схема района проведения исследований, Карельский берег Белого моря, пос. Кузема (кружками показано положение разрезов, изолинии проведены через 20м.).

По геологическим данным и данным полевого диатомового экспресс-анализа были установлены основные стратиграфические толщи, которые накапливались в разных условиях седиментации. Позднее эти данные были уточнены с помощью спорово-пыльцевого и диатомового анализов. Стратиграфически нижняя толща (разрез 8 на рис. 2) сформирована осадками приледникового озера, которое существовало в депрессии Белого моря в конце валдайской ледниковой эпохи [1]. Она вскрыта в осадках наиболее высоко расположенной озёрной котловины с урезом воды 72,4 м. Представлена глиной с алевритом, неясно слоистой с чёрными примазками органики. В выше лежащую толщу переходит резко. По данным спорово-пыльцевого анализа, выполненного Н.Б. Лавровой, эта толща оказалась неинформативной, т.к. в ней были выявлены только единичные зёрна пальцы. По мнению автора-аналитика состав флоры свидетельствует о существовании несомкнутого растительного покрова, представленного полынно-маревыми перигляциальными группировками с участием осок и злаковых, произрастающих среди оголенного субстрата на берегу обширного перигляциального водоёма [2].

На осадках приледникового озера и переходной зоны от приледникового озера к морским отложениям во всех котловинах вскрыта морская толща (рис. 2), представленная от светло-серого до тёмно-серого цвета алевритом неслоистым, алевритом слоистым, серым мелко- и среднезернистым песком с гравием, тонкозернистым слоистым песком с алевритом и органикой, тонкая слоистость выражена за счёт гранулометрического состава и активно закисленной органики. В ней содержатся макроостатки растительности, предположительно стебли осоки, диатомовые водоросли *Cocconeis spp, Hyalodiscus spp, Gramatophora spp, Coscinodiscus spp*. [3]. По данным спорово-пыльцевого анализа было установлено, что для данного интервала осадконакопления характер-

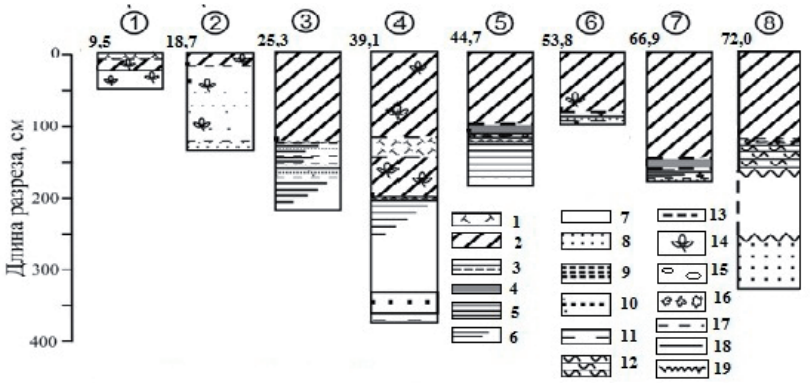


Рис. 2 Разрезы донных отложений в котловинах малых озёр в районе посёлка Кузема.

Условные обозначения: 1 – торф 2 – гиттия неслоистая; 3 – гиттия алевритистая слоистая; 4 – гиттия алевритистая неслоистая; 5 – алеврит слоитсый; 6 – алеврит неотчётливо слоистый; 7 – алеврит неслоистый; 8 – песок; 9 – слоистый песок с алевритом и органическими остатками; 10 – неслоистый алеврит с песком и органикой; 11 – глина; 12 – ленточная глина; 13 – прослои органического материала; 14 – макроостатки растительности; 15 – зёрна гравия; 16 – текстуры взмучивания; 17 – градационный контакт; 18 – резкий контакт; 19 – зона нарушенной седиментации.

но доминирование пыльцы древесных пород. Установлена пыльца растений, произрастающих на приморских лугах [2]. Сверху на морских осадках залегают отложения переходной зоны от морских к пресноводным озерным. Это светлокоричневая гиттия, в которой наблюдается содержание минеральной фракции около 5%, неслоистая, присутствие органических остатков не отмечается. В них были установлены морские (*Nitzschiya spp, Amphora spp, Gyrosigma spp*), солоноватоводные (*Mastogloya spp, Diploneis spp, Synedra spp*) и пресноводные (*Fragilaria spp, Achnantes spp, Cymbela spp, Navicula spp, Synedra ulna, Tabelaria flocculosa, Tabelaria fenestrata*) диатомовые водоросли [3]. По результатам пылинологического анализа устанавливается первый этап естественного образования озёр на территории, которая постепенно освобождалась от моря [2].

Стратиграфически верхняя толща представлена пресноводными озерными отложениями – гиттией, обводнённой в верхней части, с единичными макроостатками растительности, встречается как слоистая, так и монотонная гиттия (рис.2) . В данной толще установлены только пресноводные диатомовые водоросли (*Navicula radiosa, Aulacazeira italica var. valida, Cymbela cymbeformis, Navicula peregrena, Anomoeoneis follies, Anomoeoneis exilis, Diploneis spp, Pinnularia interrupta, Tabelaria flocculosa*) [3]. Состав водной растительности довольно беден, это определяется северным положением изучаемых разрезов [2].

Последовательность отложений, изученных в котловинах малых озёр на Карельском берегу Белого моря в районе села Кузема, отражает смену условий седиментации, вызванную таянием последнего ледникового покрова, гляциоизостатическим воздыманием суши и регрессивной миграцией уровня моря.

Авторы выражают благодарность с.н.с. ГИ КНЦ РАН Корсаковой О.П., с.н.с. ИГ КарНЦ РАН Шелеховой Т.С., Лавровой Н.Б., магистрам техники и технологии АФ МГТУ Алексеевой А.Н. и Толстоброву Д.С.

Список литературы

1. Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. Послеледниковые гляциоизостатические поднятия на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова / Ф.П. Митрофанов (ред.). – Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2005. с.15-25.

2. Лаврова Н.Б., Колька В.В., Корсакова О.П. Особенности спорово-пыльцевых комплексов различных литологических фаций донных осадков озер на побережье Белого моря // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Т. 2. – Апатиты, СПб, 2011. — с.26-27.

3. Шелехова Т.С., Колька В.В., Корсакова О.П. Диатомовая флора голоценовых отложений малых озёр Карельского берега Белого моря // Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: Материалы VII Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Т. 2. – Апатиты, СПб, 2011. – с.312-315.

ЭКСКУРСИЯ ПО КАЛЕДОНИДАМ ЦЕНТРАЛЬНОЙ СКАНДИНАВИИ

Чернятьева А.П.[1], Проскурнина А.В.[2], Клановска Ивона[3], Альхов А.С.[2]
1 - Санкт-Петербургский Государственный Университет, геологический факультет, каф. кристаллографии, 2 - Санкт-Петербургский Государственный Университет, геологический факультет, каф. геохимии, 3 - Iwona Klonowska, AGH University of Science and Technology

В период 28.06-11.07 2011 года *в рамках проекта* COSC (Collisional Orogeny in the Scandinavian Caledonides) проводилась полевая экскурсия TRANSCAND2011, организованная сотрудниками Уппсальского университета (Uppsala University, Sweden) *Д. Джи* (prof. David G. Gee), Х. Сжойстром (prof. Håkan *Sjöström) Я. Майка (Dr. Jarek Majka), при поддержке и участии А. Крилла (prof. Allan G. Krill NU, Tróndheim, Norway).* В задачи данного проекта входит комплексное изучение структур Скандинавских каледонид, для создания на их примере модели орогенных процессов в пределах активных складчатых поясов (как древних, так и современных). Ключевым направлением исследования является тектоностратиграфия и последующие палеореконструкции. Вместе с тем, авторы проекта решают фундаментальные вопросы плэйт-тектоники и тепло- и массопереноса в коровых процессах [2]. С этой целью к участию в экскурсии были приглашены специалисты в различных областях геологических исследований.

Структуры Скандинавских каледонид в западной части Скандинавского полуострова простираются от его северной оконечности на 1800 км в юго-юго-западном направлении при ширине до 300 км, располагаясь на территории Норвегии, отчасти Швеции и Финляндии. Они представляет собой многослойный пакет покровов, полная аллохтонность которого доказывается наличием ряда тектонических окон, в которых выступают породы фундамента, а местами и чехла Балтоскандинавской платформы, а также выходом этих пород на западном побережье Норвегии [1].

Маршрут экскурсии был проложен вкрест простирания каледонских структур. Участники имели возможность наблюдать и документировать проявления геологических и тектонических событий различного типа и возраста. В их распоряжении имелись подробное описание и геологические карты с соответствующими разрезами, составленными организаторами экскурсии [3].

Основные точки наблюдения находились близ городов Lokne, Östersund, Åre, Trondheim. В конце каждого маршрутного дня проводились камеральные обсуждения вопросов, касающихся генезиса наблюдаемых объектов, их тектоническая позиция и возможные методы их исследования.

Проведение подобных мероприятий очень полезно, поскольку обмен опытом и лекции с обсуждением методик в области полевых, минералогических, геохимических, изотопных исследований, расширяют профессиональный кругозор и эрудицию молодых специалистов.

Авторы выражают благодарность *Д. Джи*, Х. Сжойстрому, Я. Майка, А. Криллу и А. Салтыковой за научную и образовательную программу экскурсии и консультации.

Список литературы

1. Хаин В.Е., Лимонов А.Ф., (2004) Региональная геотектоника (тектоника континентов и океанов), 270 с.
2. Gee, D.G., (2006) The bedrock geology expedition to Novaya Zemlya, c. 74 -79.
3. Gee, D.G.(2008) Svalbard's Caledonian Terranes revisited, c. 99 -100.

ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД И МЕТАСОМАТИТОВ РЯБИНОВОГО МАССИВА (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)

Шатова Н. В.
СПбГУ, Санкт-Петербург, e-mail: shatova_nadejda88@list.ru

Проявления щелочного интрузивного магматизма мезозойского возраста имеют очень важное значение для металлогении Центральной части Алданского щита, так как с ними в регионе связано формирование мезотермальных месторождений золота, меди, молибдена, серебра, железа и других металлов. Систематическое изучение щелочных магматических пород Центрально-Алданского района началось в 20-30-х годах прошлого столетия работами В.Н. Зверева, А.П. Бахвалова, Ю.А. Билибина, Р.В. Нифонтова, В.И. Серпухова и других. Однако пик

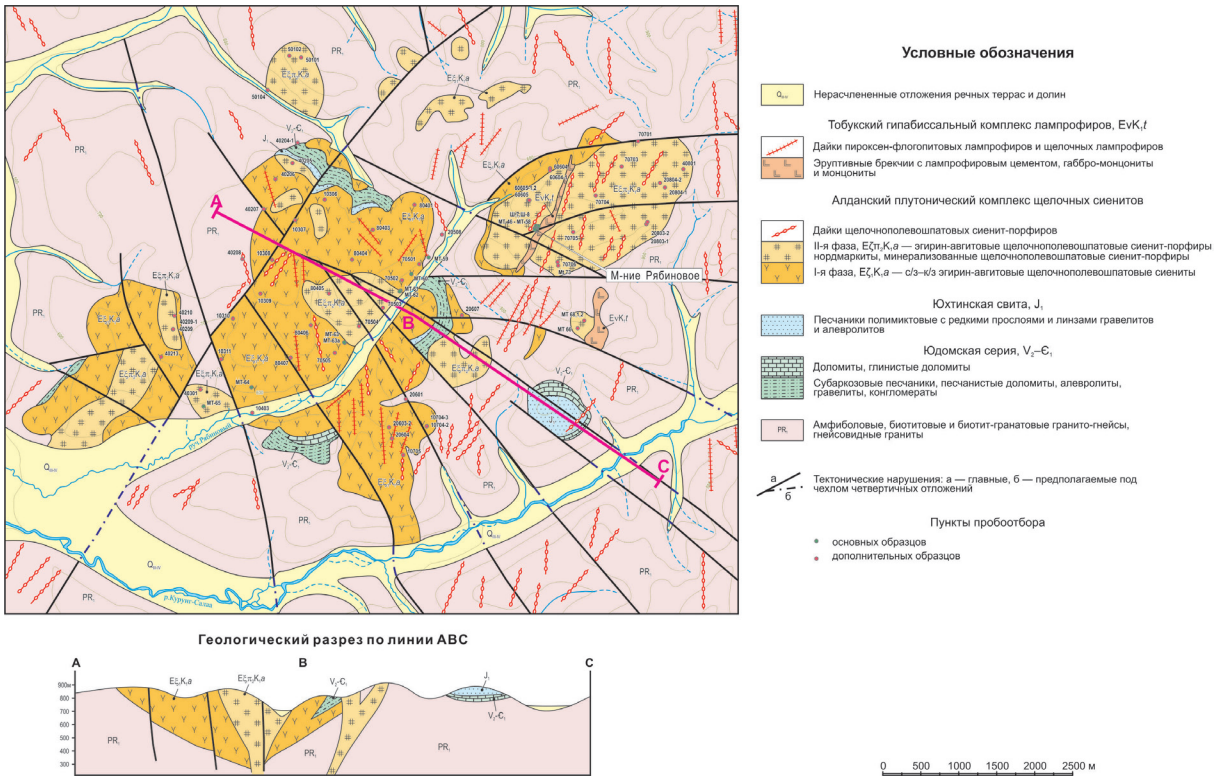


Рис. 1. Геологическое строение Рябинового рудного поля (по материалам ФГУП «ВСЕГЕИ» и ГПП «Алдангеология» с дополнениями автора).

в их изучении приходится на 40-60-е годы прошлого столетия, когда на основе обстоятельных минералого-петрографических и петрохимических исследований пород отдельных массивов (Томмотского, Ыллымахского, Якокутского, Юхухтинского, Инаглинского, Рябинового и других) Ю.А. Билибиным [1-2] впервые была выделена так называемая самостоятельная «петрографическая провинция щелочных пород» Алданского щита, имеющая большое прикладное значение.

Рябиновый щёлочно-сиенитовый массив является одним из типичных представителей этой «петрографической провинции щелочных пород» Алданского щита.

Массив расположен в северо-западной части Эльконского горста и представляет собой крупное интрузивное тело размером 7 на 6 км, прорывающее гранито-гнейсы и гнейсы архей-протерозойского возраста (Рис. 1). Форма массива на современном уровне эрозионного среза эллипсовидная, неправильная, длинная ось ориентирована на северо-восток. В строении Рябинового массива выделяется три блока, которые по данным бурения на глубине 100 м объединяются в единое интрузивное тело. По геофизическим данным массив имеет форму лополита с падением контактов к центру массива. При сравнительно незначительных размерах Рябиновский массив обладает большим разнообразием плутонических, гипабиссальных и гидротермально-метасоматических пород, а также жильных, брекчиевых и рудных образований. К северо-восточной эндоконтактовой части Рябинового массива приурочено одноимённое золото-медно-порфировое месторождение, отличающее прожилково-вкрапленным характером проявления рудной минерализации.

Исследованиями Е.П. Максимова, В.А. Подкопаева, Л.М. Реутова, А.Н. Угрюмова, А.Р. Энтина, Т.В. Билибиной, А.Д. Дашковой, В.К. Титова, В.В. Зайцева, А.Я. Кочеткова, А.А. Ким, В.И. Уютова и других геологов была доказана многофазность формирования Рябинового массива и показана контрастность состава пород, участвующих в его строении. На основе геологических наблюдений в массиве установлены две группы разновозрастных пород, соответствующих разным этапам его формирования, – более раннему *алданскому* плутоническому щелочно-сиенитовому комплексу и более позднему *тобукскому* гипабиссальному комплексу лампрофиров и габбро-монцонитов, проявленному преимущественно на северо-востоке района работ – в пределах штока Рябинового месторождения.

Однако, несмотря на высокую изученность территории Рябинового массива ряд принципиальных вопросов, касающихся его происхождения, возраста, минералого-петрографической и петрогеохимической характеристики пород остаётся до сих пор открытым и не до конца исследованным.

В связи с этим цель работы заключалась в вещественной (классификационной) идентификации магматических пород Рябинового массива на основе современных петрографических, минералогических, геохимических и геохронологических методов исследований.

В основу работы положены материалы, собранные при непосредственном участии автора в ходе проведения полевых работ в составе Эльконской партии отдела металлогении ВСЕГЕИ (2008-2010 г.г.). Всего в ходе полевых работ было отобрано *74 образца* из наиболее представительных разностей щелочных интрузивных пород, участвующих в строении Рябинового массива.

В ходе камеральных работ были проведены следующие виды исследований:

- просмотрены и изучены все 74 прозрачно-полированных шлифа (ППШ), характеризующие основные разности пород, участвующие в строении Рябинового щелочно-сиенитового массива;
- проведён комплекс микрофотографических работ с использованием цифровой камеры к микроскопу LEICA DM LP, что позволило подготовить атлас микрофотографий шлифов для основных разностей пород Рябинового массива;
- для всех 74 образцов в ЦАЛ ВСЕГЕИ осуществлён комплекс лабораторно-аналитических исследований: дробление и истирание проб, приближенно-количественный спектральный анализ на 30 элементов (ПКСА), определение золота методом атомной абсорбции – АА (метод вскрытия «царской водкой»), определение Hg методом холодного пара – ААА, определение As, Sb, U, Th, Ta, Hf, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Pb и отдельных редких земель методом ICP MS (метод индуктивно-связанной плазмы), определение петрогенных компонентов (SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, MnO, Fe_2O_3, CaO, MgO, Na_2O, K_2O, P_2O_5, ппп) методом рентгено-спектального анализа;
- проведены микрозондовые исследования в 15 ППШ с целью диагностики отдельных породообразующих минералов щёлочнополевошпатовых сиенитов и определения их химического состава (минералов группы пироксена, в частности – эгирин-авгита, минералов группы амфибола, светлых калиевых слюд, полевых шпатов, карбонатов, сульфидов и др.);
- проведены изотопно-геохронологические исследования 12 образцов сиенитов Рябинового массива методом локального уран-свинцового изотопного датирования пород по акцессорным цирконам (ЦИИ ВСЕГЕИ, SHRIMP) и при непосредственном участии автора произведена интерпретация полученных изотопных данных;
- подготовлена петрографо-геохимическая база данных общим объемом 74 образца на 55 параметров и проведена статистическая обработка петрографо-геохимических данных;
- осуществлён анализ всех полученных материалов и сделаны выводы петролого-геохимического и геохронологического характера.

Главные результаты исследований сводятся к следующему.

1. Интрузивные породы алданского комплекса, преобладающие в строении Рябинового массива, по вещественным и структурно-текстурным особенностям относятся к эгирин-авгитовым щелочнополевошпатовым сиенитам, сиенит-порфирам и нордмаркитам, характеризуясь ярко выраженной ультракалиевой природой щёлочности (K_2O/Na_2O>2-5). Факты преобладания в строении массива нефелиновых сиенитов, на что указывалось в целом ряде публикаций [4-5], не нашли своего подтверждения. По мнению этих авторов, нефелин в породах массива подвергся почти полному замещению мусковитом и сохранился только на отдельных участках пород. Однако по материалам проведённого исследования мусковитизация и серицитизация проявлены на площади Рябинового массива исключительно локально и, главным образом, в пределах штока Рябинового месторождения. В основном теле интрузии мусковит и серицит, развивающиеся по альбитизированным фрагментам ортоклаза, в сумме редко достигают содержаний в 2-3%. При этом ни в одном из 74 изученных шлифов нефелин не был встречен, что также подтверждается микрозондовыми исследованиями.

2. Выделяемые в строении Рябинового массива породы алданского плутонического щелочно-сиенитового комплекса и тобукского гипабиссального комплекса лампрофиров, а также их гидротермально изменённые и минерализованные разности с золото-медно-порфирового месторождения Рябиновое, чрезвычайно близки друг к другу по типу геохимической специализации, выраженный в сверхкларковых накоплениях в породах одного и того же спектра элементов - Au, Ag, Cu, Pb, W, Mo, Ba и Sr. При этом процесс рудообразования на месторождении шёл на фоне привноса в среду минералообразования калия (до 12-14%) и многократного уменьшения содержаний натрия (0.2-0.7%). То есть ультракалиевый характер щелочной специализации пород массива хорошо согласуются с ультракалиевой специализацией гидротермалитов микроклин-серицит-карбонатного состава, вмещающих Au-Cu-Mo порфировую минерализацию на Рябиновом месторождении.

3. Участвующие в строении Рябинового массива породы алданского плутонического щёлочно-сиенитового комплекса и тобукского гипабиссального комплекса лампрофиров по

данным изучения акцессорных цирконов методом локального U-Pb датирования имеют практически идентичный (нижнемеловой) радиологический возраст кристаллизации пород в 137 млн. лет. Кроме того, в цирконах из пород Рябинового массива установлено два возраста вторичной перекристаллизации: первый соответствует процессу позднемеловой альбитизации с возрастом в интервале от 76 до 95 млн. лет, а второй импульс перекристаллизации цирконов произошел в палеоцене 60.5-66.4 млн. лет тому назад. Это хорошо согласуется с возрастом формирования Эльконского горста как положительной морфоструктуры неотектонического происхождения.

Таким образом, в результате проведенных исследований осуществлена вещественная (классификационная) идентификация магматических пород Рябинового массива на основе современных петрографических, минералогических, геохимических и геохронологических методов исследований. Показано, что большая часть объема пород, участвующих в строении Рябинового массива, принадлежит ультракалиевым щёлочнополевошпатовым сиенитам, сиенит-порфирам и нордмаркитам [3], характеризующимся ярко выраженной литохалькофильной геохимической специализацией на Au, Ag, Pb, Cu, Mo, W, Ba и Sr. Проведено описание основных типов гидротермальных изменений и околорудных метасоматитов, связанных с процессом становления Рябинового массива, и дана их развёрнутая петрогеохимическая характеристика. Впервые на основе использования метода локального уран-свинцового изотопного датирования пород по акцессорным цирконам осуществлено геохронологическое датирование пород алданского и тобукского комплексов, участвующих в строении Рябинового массива.

Показано, что основная масса пород массива была сформирована в интервале 143.3-125.0 млн. лет назад. В итоге для территории района Рябинового массива были получены новые результаты, касающиеся, прежде всего, петрографических, геохимических и изотопно-геохронологических особенностей пород, участвующих в строении этого уникального в петрологическом и металлогеническом отношении массива.

Список литературы

1. Билибин Ю. А. Послеюрские интрузии Алданского района. М.- Л.: Изд-во АН СССР, 1941.
2. Билибин Ю. А. Петрография Алдана. Послеюрские интрузии Алданского района. Избр. Труды, т. I., М, Л., Изд-во Ан СССР, 1958, с. 264-432.
3. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. М., Недра, 1997, 248 с.
4. Кочетков А.Я., Пахомов В. Н., Попов А. Б. Магматизм и метасоматизм Рябинового рудоносного щелочного массива (Центральный Алдан). Магматизм медно-молибденовых рудных узлов. Новосибирск, Наука, 1989. с. 79-110.
5. Кочетков А.Я. Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана. Геология и геофизика, т.47, №7, 2006, с. 850-864.

Минералогия

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МИНЕРАЛОВ ИЗ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ ОЗ. КИСКИНЛАМПИ (С.КАРЕЛИЯ).

Алфимова Н.А., Матреничев В.А.
ИГГД РАН, С.-Петербург, n.a.alfimova@ipgg.ru

В районе оз. Кискинлампи Пана-Куолаярвинской структуры (С. Карелия) располагается предъятулийская кора выветривания гранитоидов Карельского эпиархейского кратона. Субстрат коры выветривания представлен среднезернистыми розовыми гранито-гнейсами, прорванными жилами красных микроклиновых гранитов [1]. Гипергенный профиль перекрыт вулканогенно-осадочными образованиями ятулия, в основании которых зелегают розовые метапесчаники. На изученной территории супракрустальные образования метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации с формированием метаморфического парагенезиса – роговая обманка, биотит, эпидот и мусковит. Ассоциация голубовато-зеленой роговой обманки, биотита и эпидота проявлена в метабазальтах, тогда как в слоистых метапесчаниках наблюдается биотит-мусковит-эпидотовая ассоциация. Аналогичная ассоциация наблюдается и в профиле выветривания, однако в этих породах отмечается и более низкотемпературная ассоциация хлорит-биотит-эпидот. Настоящая работа посвящена особенностям состава породообразующих минералов из пород коры выветривания.

Составы минералов из гранито-гнейсов (образцы 205а, 205е, 205ж) и микроклиновых гранитов (образец 1405), по которым развивается гипергенный профиль, были изучены при помощи сканирующего электронного микроскопа JEOL JSM-6510 LA в ИГГД РАН.

Таблица 1. Состав минералов из коры выветривания гранитоидов оз.Кискинлампи (С.Карелия), вес.%

№ п.п.	обр.	измер.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма
порода	205а	n=1	71.7	0.465	13.8	2.286	0.027	0.493	1.14	3.74	4.81	98.46
	1405	n=1	71.2	0.534	13.2	2.646	0.034	0.707	1.65	3.94	4.06	97.97
Биотит												
1	205	n=5	37.64	2.79	16.97	22.14	0.14	9.51	0.00	0.17	10.79	100.16
2	1405	n=1	38.64	2.80	16.98	17.82	0.11	12.68	0.00	0.00	10.97	100.00
3	205	n=3	39.10	1.57	16.59	20.65	0.15	11.39	0.00	0.19	10.52	100.16
4	1405	n=1	38.84	1.46	15.16	18.65	0.32	15.14	0.00	0.00	10.42	99.99
Хлорит												
5	1405	n=1	31.35	0.00	22.35	24.01	0.00	22.03	0.00	0.26	0.00	100.00
6	205	n=7	29.96	0.00	23.16	28.70	0.59	17.44	0.00	0.20	0.22	100.27
Плагиоклаз												
7	205	n=4	64.06	0.00	22.83	0.00	0.00	0.00	3.42	9.66	0.12	100.09
8	1405	n=2	66.16	0.00	21.29	0.00	0.00	0.00	1.59	10.92	0.11	100.06
9	205	n=4	67.74	0.00	20.26	0.00	0.00	0.00	0.38	11.46	0.68	100.51
10	1405	n=1	68.30	0.00	19.77	0.00	0.00	0.00	0.43	11.51	0.00	100.01

В гранито-гнейсах наблюдаются кварц, плагиоклаз (Пл), калиевый полевой шпат (КПШ) и мусковит. Темноцветные минералы представлены биотитом (Бт), хлоритом (Хл) и эпидотом. Также в шлифе отмечаются титанит, циркон, апатит, карбонат (представленный чистым кальцитом) и оксиды железа. Порода не равномернозернистая – в ней присутствуют крупнозернистые сростки Пл, КПШ и кварца, между которыми отмечаются участки более мелкозернистые, где преимущественно и концентрируются темноцветные и акцессорные минералы. Формирование такой структуры произошло вследствие древних гипергенных разрушений пород, когда в результате выветривания образовывались обломки породы и цементировались материалом того же гранитоида, но с большим содержанием слюд [1]. Плагиоклазы представлены двумя разновидностями – олигоклазом (№ 7, табл. 1) и альбитом (№ 9, табл.1). Олигоклаз встречается в виде отдельных зёрен и сростков с КПШ в массивной части породы. Альбит выполняет трещины в КПШ, или встречается в виде мелких зёрен в ассоциации с хлоритом и кварцем в более мелкозернистых участках породы. Точки составов биотитов образуют тренд в координатах TiO_2 - MgO (рис. 1). Составы биотитов, выполняющих трещины в зёрнах циркона или сла-

гающих включения в них, не всегда согласуются с общим трендом (включение в зерне циркона из образца 205а), что вероятно связано с их размером (3-5 мкм) и, как следствие, невозможностью более точных измерений. Однако FeO/MgO соотношение в них аналогично этому соотношению в остальных биотитах из образца 205а, что позволяет отнести их к тому же тренду. Наиболее высокотитанистые разновидности биотита ассоциируют с олигоклазом, тогда как низкотитанистые встречаются с хлоритом и альбитом. Хлорит, наблюдаемый в гранито-гнейсах, представлен железо-магнезиальной разновидностью, и его состав постепенно изменяется от высоко магнезиального (#Mg=0.68) и низкожелезистого в сторону увеличения содержания железа и уменьшения содержания магния (#Mg=0.45).

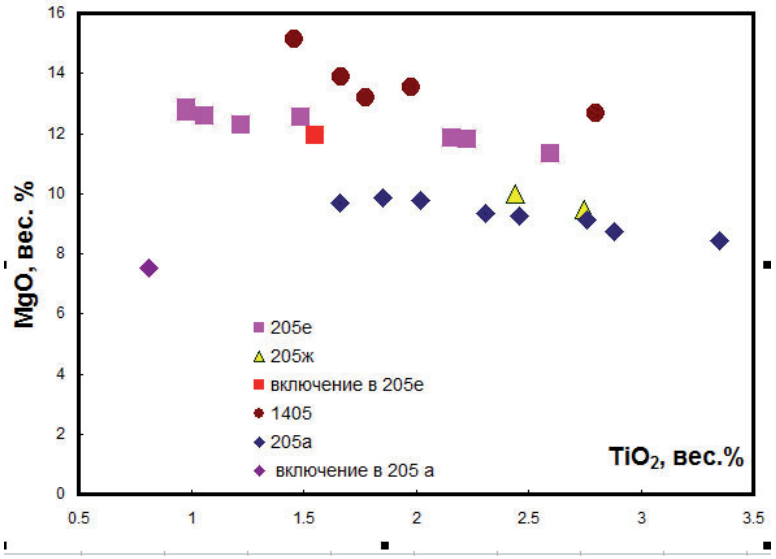


Рис. 1. Химический состав биотитов коры выветривания по гранито-гнейсам (обр. 205а-ж) и микроклиновым гранитам (обр. 1405) оз. Кискинлампи (С. Карелия).

Кроме микроклина и кварца в составе красных гранитоидов (обр. 1405) отмечается плагиоклаз, мусковит, биотит, эпидот, хлорит и отдельные зерна кальцита. Акцессорные минералы представлены ортитом, титанитом, рутилом, апатитом, пиритом, оксидами железа и цирконом. Также, как и в гранито-гнейсах, структура породы не равномернозернистая – участки крупнозернистого микроклина в сростках с кварцем и плагиоклазом отделяются друг от друга трещинами, заполненными более мелкозернистым материалом, обогащённым тёмноцветными и слюдистыми минералами, что весьма характерно для древних кор выветривания Балтийского щита [1]. Составы биотитов, также как и в гранито-гнейсах, образуют тренд от высокотитанистых и низкомагнезиальных к высокомагниевым и низкотитанистым разновидностям (рис. 1). Биотиты с низкими содержаниями титана (№ 4, табл. 1) тяготеют к альбиту, содержание CaO в котором составляет 0.43 вес.% (№ 10, табл. 1), кварцу и хлориту. Более титанистая разновидность биотита (№ 2, табл. 1) также встречается в сростках с альбитом, но содержание CaO в таком альбите – около 1.6 вес. %. Хлорит в микроклиновом граните менее железистый, чем в образцах из гранито-гнейса, однако совместно с точками составов хлоритов из гранито-гнейса образует один тренд в координатах MgO-FeO.

Составы биотитов из обеих пород позволяют оценить температуру их уравновешивания при помощи титанового термометра Генри [3]. Для гранито-гнейсов (обр. 205) максимальная температура по биотиту составила 561 °C, минимальная – 299 °C. Максимальная температура наблюдается в биотитах с высоким содержанием Ti, а минимальная – в тех случаях, когда биотит содержит мало титана и ассоциирует с мусковитом и хлоритом.

Для микроклиновых гранито-гнейсов (обр. 1405) максимальная температура уравновешивания биотита составляет 555 °C, а минимальная – 342 °C. Также как и для гранито-гнейсов минимальная температура наблюдается там, где биотит ассоциирует с низкокальциевым плагиоклазом, кварцем и хлоритом, а высокие значения температуры характерны для биотита с повышенным содержанием Ti (№ 2, табл.1).

Температуры кристаллизации хлорита, оценённые с использованием мономинерального термометра Кранидиотиса и Мак-Ленона [4], в целом совпадают для хлоритов из гранито-гнейсов (303-312 °C) и микроклиновых гранитов (296 °C).

Таким образом, в гранито-гнейсах наблюдается две ассоциации минералов – высоко- (~550 °C) и низкотемпературная (~300 °C). К первой относятся высокотитанистые биотиты, калиевый полевой шпат и олигоклаз, а ко второй – низкотитанистые биотиты, хлорит и мусковит.

Аналогичная ситуация характерна и для микроклиновых гранитов. Высокотемпературная ассоциация минералов (~550 °C) представлена альбитом (содержание CaO до 1.6 вес.%), высоко-

титанистым биотитом и микроклином. Низкотемпературная ассоциация соответствует температурам порядка ~340 °С и сложена низкотитанистым биотитом, хлоритом ± безкальциевым альбитом.

Составы железо-магнезиальных минералов (биотита и хлорита) из обеих пород образуют единый тренд – от высокотитанистых и железистых к низкотитанистым и высокомагнезиальным. Составы биотитов, находящихся в качестве включений в цирконе или выполняющих трещины в нем, слагают единый тренд с составами биотитов из породы в целом. Этот факт, совместно с результатами предыдущих исследований циркона из этих пород [2], позволяет говорить о том, что дефектная структура циркона (кавернозность, трещиноватость) возникла до того, как составы биотитов были изменены в процессе последнего термального события.

Полученные нами данные позволяют сделать вывод, что на данной территории в постъятулийское время был проявлен зональный региональный метаморфизм. Максимальная температура метаморфических преобразований составляла ~550 °С, а минимальная ~300-350 °С. Наибольшим изменениями подверглись супракрустальные породы, метаморфизованные в амфиболитовой фации. По мере приближения к фундаменту, степень метаморфических изменений ослабевала, и в породах коры выветривания проявлена более низкая ступень метаморфизма – зеленосланцевая фация.

Список литературы

1. Алфимова Н.А. Геологическое строение и химический состав палеопротерозойских кор выветривания Карелии / Сборник трудов молодых ученых ИГГД РАН, СПб.: Изд-во Политехн. ун-та, 2010.С.183-213.
2. Алфимова Н.А., Матреничев В.А., Зингер Т.Ф., Скублов С.Г. Геохимия цирконов из протерозойской коры выветривания гранитоидов Северной Карелии. ДАН. 2011. Т.438. №1. С. 101-104.
3. Henry, D. J., Guidotti, C. V. and Thomson, J. A. (2005) The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotite: Implications for Geothermometry and Ti-substitution Mechanisms. American Mineralogist, 90, 316-328.
4. Kranidiotis P. , McLean W.H. Systematics of Chlorite Alteration at the Phels Dodge Massive Sulfide Deposits, Matagami Quebec// Economic Geology, 1987. V. 82. . pp 1898-1911.

ИНФОРМАЦИОННО-ПОИСКОВАЯ БАЗА ДАННЫХ МИНЕРАЛОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ РОССИИ

Астахова И.С.
Институт геологии КомиНЦ УрО РАН, Сыктывкар, astakhova@geo.komisc.ru

Внедрение компьютерных технологий в различные сферы деятельности человека избавляет от множества механических операций, облегчает работу с большим объёмом информации и позволяет сконцентрировать своё внимание на интеллектуальную обработку данных.

Базы данных являются основой для дальнейшего научного развития. Доступность и открытость информации, её целостность позволяет обобщить, систематизировать и комплексно анализировать знания. Например, для биологических объектов Зоологический институт РАН разработал ряд баз данных по морским животным «Океан», информационно-поисковая система по экологии морского бентоса Антарктики «ЭКОАНТ» и др. При систематизации минералов используются аналогичные методы. Например, кристаллохимическая и кристаллографическая база данных WWW-Mincryst (http://database.iem.ac.ru/mincryst), в основе которой лежит классификация минералов А.А. Годовикова. Она содержит не только уникальную информацию по систематике отдельных минералов и их свойствам, но и производит расчёты основных параметров элементарной ячейки. Однако сложность автоматизации информации как биологической, так и минералогической заключается в неоднородности и некоторой неточности стандартизации номенклатурных отношений.

Создание базы данных существенно расширяет и делает музейную деятельность более эффективной, облегчает систематизацию, каталогизацию и учёт экспонатов.

Европейский Северо-Восток России является уникальным геологическим объектом. Длительное и многоэтапное геологическое развитие, сопровождающееся разнообразными процессами минералообразования, привело к возникновению различных минеральных ассоциаций и к перспективам обнаружения новых минералов, характерных только для данного региона. В 2003 г. был составлен сводный минеральный кадастр, включающий сведения о более чем 600 минеральных видах и разновидностях [3]. Соответствующая информация была упорядочена в согласии с современными кристаллохимическими и таксономическими представлениями и включает русско- и англоязычные названия, химические формулы, сведения о кристаллографической сингонии минералов. С этого момента идет пополнение минералогической информации. На сегодняшний момент учтено около 850 минералов и минеральных разновидностей. Прирост числа минералов преимущественно связан с углублением изучения каменного материала и с выявлением новых химических разновидностей уже известных минералов. Для кадастра и в дальнейшем для создания базы минералов используется классификация, разработанная А.А. Годовиковым [2].

В настоящее время еще не спроектированы достаточно динамичные системы управления базами данных (СУБД), поэтому в основу разработки базы по минералогическим данным, хранящимся в геологическом музее им. А.А. Чернова легла реляционная модель данных (РБД) с элементами сетевой структуры.

При разработке СУБД региональных минералогических данных было выделено систематическая и музейно-фондовая части. В основу систематической части легли кадастровые материалы по топоминералогическим исследованиям территории Северо-Востока европейской части России. В построении модели данных использована общепринятая схема кристаллохимической классификации (IMA, 2009).

Основной единицей в структуре БД является название минерального вида или разновидности, чему соответствует свой рубрикатор. Построение информации по систематизации минералов производится аналогично принципу классификаторов животных в стандарте ZOOCOD [4]. Это концепция оптимально подходит для одного из способов хранения и ввода, поиска и выборки информации. Создаются отдельные таблицы, в каждой из которой вносится номенклатура минералов. Каждому таксону присваивается определённый числовой код. Дальнейшему рангу систематизации минералов (класс, группа, семейство) присваивается последующий код по соответствующему вышестоящему числовому значению. Данный способ облегчает занесение информации и в дальнейшем не меняется основа систематизации, сохраняется её целостность.

Аналогичная методика применена в построении информационной модели регионального распространения минерального вида. Географический указатель включает таблицы с информацией по нахождению в минералогических провинциях. Структурирование данных строится относительно классификации основных форм рельефа. Выделяют: мегаформы – названия гор и кряжей (например, Приполярный Урал); макроформы – составные части мегаформ, отдельные хребты или отдельные межгорные впадины в пределах какой-либо горной страны (хр. Малдынырд); мезоформы – овраги, балки, долины ручьёв и рек, барханные гряды, моренные гряды); микроформы – месторождения и проявления, обнажения.

В виде форм и отчётов пользователь может получить энциклопедическую информацию о минералах, по их распространению в региональных провинциях. Эта информация позволяет обозначить топоминералогические закономерности, выявить перспективы обнаружения новых минералов по недостающим классам.

На основе систематической части велось построение информационно-логической модели музейно-фондовой части. Занесена информация по основным фондам геологического музея им. А.А. Чернова с указанием автора коллекции, монографического издания и место хранения. В табличной форме заносится цифровой код минерального вида с географической привязкой конкретного образца, его музейный номер (коллекции и номер по списку), место хранения (кабинет, шкаф, лоток). Запроектировано наличие фотографий. Внесено более 8 тысяч записей основного фонда музея.

Отдельным блоком в СУБД являются аналитические данные по минералам. Созданы таблицы для занесения наиболее доступных анализов (рентгено-флюорисцентный, химический, спектральный, рентгено-структурный). В дальнейшем планируется расширить СУБД другими результатами исследования минералов.

Паспорт-форма соответствует общепринятой системе описания минералогического музейного материала [1]. Для облегчения ввода и гарантии обеспечения ссылочной целостности всех записей разработаны специальные формы ввода, а также разработаны системы запросов для поиска требуемой информации по отдельным образцам минералов.

В библиографическом блоке базы данных хранится информация о монографических изданиях, публикациях, об авторах коллекций. Для удобства работы пользователей разработаны диалоговые формы.

Однако, существует и некоторая сложность в использовании электронной базы данных. Обладая преимущественно функцией хранения информации и использования в научных целей, база данных затрудняет использование для создания определённых экспозиций. Зачастую полученную информацию можно брать лишь за основу, а основная работа по созданию выставки связана с хранителем музея и с другими узкими специалистами. Для решения проблем необходимо наиболее полно представить данные о каждом экспонате (точное место привязки, особенности химического состава, фото и др.), а также упростить и оптимизировать работу базы данных по условиям запроса определённой информации.

Список литературы

1. Белаковский Д. И. Опыт создания информационной системы Минералогического музея и проблемы систематизации минералогического собрания // Минералогический музей 210: Тезисы докладов Международного Симпозиума по истории минералогии и минералогических музеев, СПб, 11-14 Октября 1995 г. — Изд.СПбГУ, с.23-24.
2. Годовиков А. А. Структурно-химическая классификация минералов. Москва, 1997. 248 с.
3. Лобанов А. Л., Смирнов И. С. Принципы построения и использования классификаторов животных в стандарте ZOOCOD // Базы данных компьютерная графика в зоологических исследованиях. Труды Зоологического института, т. 269, Санкт-петербургш, 1997. 66-75 с.
4. Силаев В. И., Юхтанов П. П., Плоскова С. И. и др. Кадастр минералов европейского Северо-Востока России как отражение минеральной организации геологических комплексов. Сыктывкар: Геопринт, 2003. 75 с.

МИНЕРАЛОГИЯ ГИБРИДНЫХ ДАЦИТОВ ФРОНТАЛЬНОЙ ЗОНЫ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ (ВЛК. МЕНДЕЛЕЕВА, О. КУНАШИР)

Ветошкина А.В.
ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток, vetoshkina.alena@mail.ru

Вулкан Менделеева – действующий вулкан фронтальной зоны Курило-Камчатской вулканической дуги. Он расположен в южной части острова Кунашир, приблизительно в 12 км юго-западнее пгт. Южно-Курильск. Высота 896 м Общий объем вулканической постройки около 10 км^3.

Вулкан Менделеева представляет собой сложную вулканическую постройку, состоящую из нескольких вложенных друг в друга сильно разрушенных кальдер, содержащих внутренний конус. Сформировался вулкан в верхнеплейстоценовое время на фундаменте верхнемиоцен-плиоценового возраста.

Для влк. Менделеева, подобно некоторым другим вулканам островных дуг, характерна смена режима извержения от медленного роста лавового купола к катастрофическим взрывам. В истории его развития выделяется три повторяющихся цикла, сопровождающихся гомодромной серией извержений, началом каждого является извержение лав основного и среднего состава, которое сменяется лавами кислого состава и мощными взрывами, формирующими кальдеру и сопровождающиеся большим выбросом пемз андезито-дацитового и риолитового составов, после чего происходил рост следующего конуса. Состав пород слагающих вулкан от базальтов до риодацитов, преобладают андезиты и дациты.

Последний период активности вулкана привёл к образованию кальдеры, в северной части которой вырос центральный конус андезитового, андезито-базальтового состава, с вкрапленниками основного плагиоклаза, гиперстена и авгита. На завершающей стадии в голоцене [1] западная часть конуса была разрушена, а в образовавшейся полости вырос дацитовый купол.

В данном докладе рассматриваются результаты петролого-минералогических исследований пород последнего, около 2.5 тыс. лет назад, мощного извержения с внедрением экструзивного купола дацитового состава. Минералогические исследования проводились на микрозонде JXA8100 JEOL Ltd в аналитическом центре ДВГИ ДВО РАН.

Дацитовый купол сложен массивными порфировыми породами слабо сиреневого, светло-серого и тёмно-серого цветов. На фоне основной гиалопилитовой массы выделяются крупные (3-7 мм) фенокристы плагиоклаза и меньшего размера (3-4 мм) - кварца, оливина. Микрофенокристы представлены орто- и клинопироксеном, реже магнетитом (табл. 1).

По составу минералов дациты представляют собой плагиоклаз - двупироксеновую ассоциацию. В шлифах наблюдаются гломеропорфировые скопления плагиоклаза, пироксенов, рудных и акцессорных минералов (апатит).

Количество фенокристов варьирует от 30 до 50 об.%. Плагиоклазы представлены крупными (3-7 мм) и более мелкими (1-2 мм) зональными и незональными кристаллами таблитчатой и призматической форм. По составу минералы отвечают андезин-анортиту (38-91 мол. % An), ортоклазовая составляющая присутствует не во всех плагиоклазах; максимальное содержание Or в плагиоклазах основной массы – 3.15 мол. %.

Табл. 1. Средний минералогический состав дацитов экструзивного купола влк. Менделеева

	Во всей породе, %	Во вкрапленниках, %	В основной массе, %
Плагиоклаз	35	25	10
Кварц	12	12	
Клинопироксен	7	4	3
Ортопироксен	5	3	2
Магнетит	3	2.5	0.5
Оливин	1	1	
Апатит	2	1.5	0.5
Вулканическое стекло	35		

Фенокристаллы в дацитах составляют от 30 до 50 % всей породы. Преобладающий среди минералов-вкрапленников плагиоклаз встречается как в виде крупных(3-7 мм), так и в виде более мелких (1-2 мм) зональных и не зональных кристаллов таблитчатой и призматической форм. По составу плагиоклазы отвечают андезин-анортиту (38-91 мол.% An), ортоклазовая составляющая присутствует не во всех плагиоклазах, максимальное содержание Or в плагиоклазах основной массы – 3.15 мол. %. Фенокристы плагиоклазов обратной зональности сильно раздроблены, прослеживаются трещины разрыва. Было выделено 4 типа вкрапленников плагиоклазов: 1) незональные плагиоклазы существуют в виде от битовнита An_{79} до андезина An_{38}; 2) плагиоклазы прямой зональности с обрастанием основного ядра более кислым плагиоклазом An_{83-60} к An_{51-37}; 3) зональные с резорбированным ядром основного состава An_{89-90}, окруженные зоной кислого плагиоклаза; 4) плагиоклазы обратной зональности с нарастанием анортитового минала к краю минерала от An_{44} к An_{78}, с резорбированными зонами и каймами, включением более кремнекислого стекла калиевого состава (рис. 2). Зоны резорбции в фенокристаллах плагиоклаза отчетливо видны в шлифах.

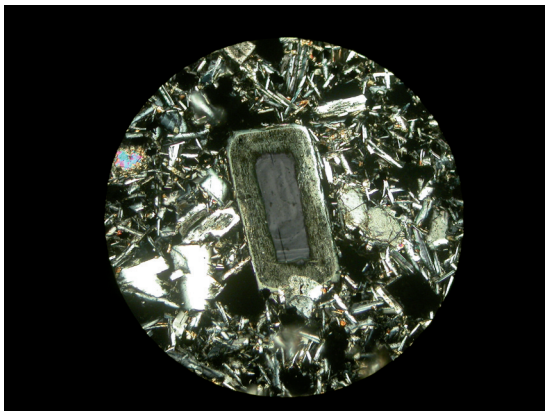


Рис. 2. Фотография фенокриста плагиоклаза с резорбированной краевой зоной, николи скрещ, ув.10

Оливин в дацитах является ксеногенным и представлен хризолитом Fo_{68-89}. Встречаются зональные оливины прямой зональности от Fo_{75} к Fo_{68}, с увеличением содержания железа к краю. Кроме того, встречаются сильно резорбированные (рис. 3) кристаллы форстерита Fo_{90}. Зерна оливинов сильно резорбированы, вокруг всех оливинов образовалась реакционная кайма из ортопироксена. Содержит в себе включения шпинели.

Ортопироксен в дацитах представлен бронзитом, гиперстеном, и реже, пижонитом

($Wo_{2-10}En_{41-75}Fs_{19-48}$). Ортопироксены основной массы более магнезиальные, чем фенокристы ($Wo_{2-5}En_{60-71}Fs_{24-37}$). Отдельные идиоморфные зёрна фенокристаллов ортопироксена практически не отличаются от ортопироксена образующего кайму вокруг оливина, и для тех и других характерна незначительная вариация в содержании железа и магния в пределах 1-2 %. Кроме того, встречаются идиоморфные обратно зональные зерна ортопироксенов, на которых нарастают внешние, более магнезиальные зоны ($Wo_{2-4}En_{61-70}Fs_{36-28}$).

Клинопироксены представлены авгитом ($Wo_{15-44}En_{38-62}Fs_{15-22}$), зональные клинопироксены в центральной зоне имеют состав $Wo_{15}En_{62}Fs_{22}$, в краевой зоне – $Wo_{36}En_{41}Fs_{22}$ (рис. 4), незональные варьируют в составе $Wo_{40-44}En_{39-42}Fs_{15-20}$. Клинопироксен встречается в виде реакционной каймы вокруг кварца, большинство зёрен авгита в реакционной кайме идиоморфной формы различного состава $Wo_{32-37}En_{43-47}Fs_{18-22}$ с чёткими гранями сцементированы стёклами двух видов.

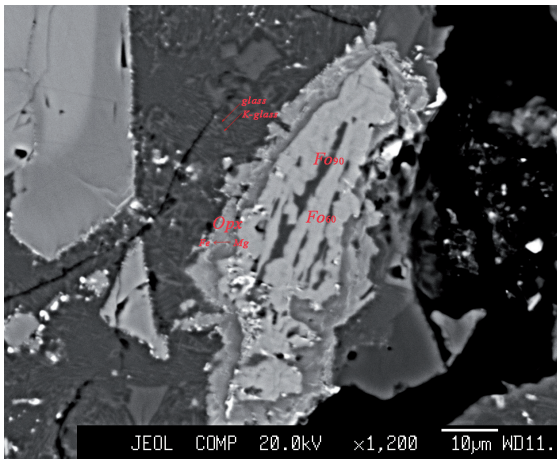
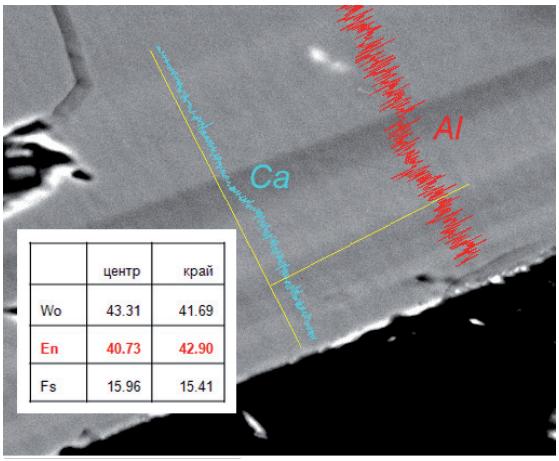


Рис. 3. Резорбированное зерно фенокриста оливина, в реакционной кайме из зонального ортопироксена. Оливин (центр – Fo_{90}, край – Fo_{60}).



	центр	край
Wo	43.31	41.69
En	40.73	42.90
Fs	15.96	15.41

Рис. 4. Зональное зерно клинопироксена, к краю увеличивается магнезиальность и уменьшается железистость, наблюдается зональность по кальцию.

Кварц в породе присутствует только в виде вкрапленников, с более высоким содержанием крупных (более 1 мм) кристаллов. Зерна кварца часто раздроблены, содержат сферические обособления. Вокруг них иногда наблюдаются реакционные каймы, состоящие из идиоморфных мелких кристаллов клинопироксена.

Основная масса представлена микролитами андезина An_{34-38}, лабрадора An_{66}, битовнита An_{70-75}, а также авгитом, бронзитом, гиперстеном и пижонитом.

Рудные представлены магнетитом, титаномагнетитом, реже, ильменитом. Часто в титаномагнетитах наблюдается сетчатая или игольчатая структура распада ильменита.

Из акцессорных встречается апатит, как в виде отдельных зёрен, так и в виде включений в основные породообразующие минералы.

Стекла, цементирующие микролиты основной массы, присутствуют двух типов и характеризуются высокой кремнекислотностью. Установлено, что наиболее кремнекислые стекла не содержат в своём составе калия.

Таким образом, петролого-минералогические особенности, состав и морфология вкрапленников свидетельствуют о гибридной природе дацитов экструзивного купола влк. Менделеева. Выявлены следующие признаки неравновесности:

- обратная зональность минералов;
- резорбированность фенокристов плагиоклаза, ортопироксена, оливина и кварца;
- реакционные каймы вокруг магнезиального оливина и кварца;
- одновременное присутствие минеральных фаз, не равновесных, как между собой, так и с составом породы (форстерит и хризолит; анортит и андезин, битовнит, кварц);

Нами рассматривается два варианта возникновения неравновесности в дацитах. Первый заключается в усвоении во время подъёма кислым расплавом алливалитов (полнокристаллических оливин-анортитовых включений). Второй предполагает смешение двух различных расплавов – андезибазальтового и риолитового.

Выполненные минералогические исследования алливалита с влк. Менделеева не дали достаточных доказательств в пользу первого варианта. Породообразующие минералы в алливалитах представлены незональным, чаще идиоморфным плагиоклазом An_{93-95}, клинопироксеном в

виде крупных кристаллов высококальциевого авгита (Wo_{45-44} En_{41-40} Fs_{13}) с высоким содержанием глинозема (3.48-4.45 мас.%) и умеренной железистостью (f = 24-25%) и хризолитом Fo_{70-71}. В результате микрозондовых исследований было выявлено, что оливины из этих пород соответствуют по своему составу оливинам, обнаруженным в дацитах (Fo_{70-71}). Форстерит в алливалитах не был обнаружен. Авгиты, обнаруженные в дацитах, отличаются от соответствующих минералов алливалитов отсутствием или меньшим содержанием титана, более низкой глиноземистостью и более высокой железистостью – 2-3%.

Несмотря на то, что мы не можем утверждать о полном усвоении кислым расплавом алливалитовых включений, присутствие в дацитах резорбированных анортитов и хризолитов похожего состава может свидетельствовать о частичном переплавлении.

Однако более вероятно, что дациты образовались в результате взаимодействия глубинных андезибазальтовых расплавов с риолитовыми магмами в приповерхностных очагах. Возможно, что смешение могло происходить в периферических магматических камерах, которые, согласно геофизическим данным, расположены на глубине от 30-60 км до 1.7 – 4.5 км [2].

Учитывая повторяющуюся цикличность эволюционных событий в деятельности влк. Менделеева, при дальнейших исследованиях акцент будет сделан на выявление признаков гибридизации на более ранних этапах развития влк. Менделеева - сложного вулканического центра.

Список литературы

1. Абдурахманов А.И., Разжигаева Н.Г., Рыбин А.В. Современная вулканическая и сейсмическая активность вулкана Менделеева // Вестник Сахалинского музея. – 2003. – № 10. – С. 277 – 284.
2. Злобин Т.К., Абдурахманов А.И., Злобина Л.М. Глубинные сейсмические исследования вулкана Менделеева на Южных Курилах//Тихоокеанская геология. - 1997. - Т. 16. - № 4. - С. 79-87.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ АКЦЕССОРНОГО ИЛЬМЕНОРУТИЛА В АЛМАЗСОДЕРЖАЩИХ СРЕДНЕДЕВОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ЮЖНОГО ТИМАНА

Гракова О.В.
ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, ovgrakova@geo.komisc.ru

Известно, что ильменорутил образуется в месторождениях разных генетических типов и, в зависимости от того с каким конкретным генетическим типом он связан, имеет те или иные типоморфные особенности, позволяющие использовать его для реконструкции условий образования вмещающих пород. Вопрос о генезисе алмазсодержащих пород Тимана до сих пор остаётся предметом острых дискуссий. Наряду с гипотезой о россыпях и промежуточных осадочных коллекторах в последние годы появилась теория о том, что Тиман является территорией проявления атипичной коренной алмазоносности и алмазоносность связана не с россыпями, а с коренными месторождениями нетрадиционного туффизитового типа [6]. Изучение морфологии, внутреннего строения и химического состава в зёрнах отдельных индикаторных акцессорных минералов и содержания элементов-примесей может внести ясность в решение этого вопроса.

По имеющимся литературным данным в алмазсодержащих породах Южного Тимана достоверных находок ильменорутила обнаружено не было. На Среднем Тимане были получены ильменорутиловые рентгенограммы у некоторых лейкоксенов [2, 8], установлено, что химический состав ильменорутилов из полевошпатовых метасоматитов непостоянен. Исследования ильменорутилов из гравелитов Ичетъю (Средний Тиман) показали, что они также имеют переменный состав ($Fe_xTi_{3-3x}Nb_{2x}O_6$) [4]. Описываемый нами ильменорутил является, вероятно, одной из первых находок этого минерала на Южном Тимане.

На юге Тимана алмазсодержащие среднедевонские отложения представлены асыввожской свитой (D_{2-3}as). Нижняя часть свиты мощностью 5.5 м вскрыта на восточной стенке щебеночного карьера Асыввож в северо-западной части возвышенности Джежимпарма. Здесь свита сложена песчаниками с прослоями и линзами гравелитов и глин. Рассматриваемые породы залегают на песчаниках джежимской свиты верхнего рифея и перекрываются четвертичными отложениями. Объектом исследования послужили ильменорутилы, выделенные из гравелита, сложенного преимущественно кварцевым гравием средней окатанности в мелкозернистом песчаном заполнителе.

Было установлено, что в разрезе асыввожской свиты породообразующими минералами песчаников являются кварц, полевой шпат, альбит, хлорит и серицит. Анализ шлихов показал, что акцессорные минералы представлены гранатом, цирконом, рутилом, ильменитом, танталитом, корундом, лейкоксеном, анатазом, брукитом, монацитом, ксенотимом, ильменорутилом, турмалином, ставролитом, эпидотом, амфиболом, пиритом, лимонитом, глауконитом, лазулитом, самородной медью [1].

Изучение зёрен ильменорутила проводилось в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН на сканирующем электронном микроскопе JSM-6400, оснащённом энергодисперсионной приставкой Link ISIS-300 (аналитик В.Н. Филиппов). Фотография одного из зёрен ильменорутила приведена на рис. 1. Зерно имеет округлую форму, поверхность мелкоямчатая (рис. 1) с наличием царапин, сколов и многочисленных выбоин, что указывает на транспортировку материала. Микрозондовый анализ показал, что помимо основных компонентов минерала: ниобия, тантала, титана и железа характерно присутствие таких элементов-примесей, как вольфрам, ванадий, олово, марганец и скандий (табл. 1).

На основании проведённых исследований можно сделать вывод о том, что мы имеем дело с распадом ильменорутила. Первичный состав минерала, отмечается в неизмененных светло-серых зонах на поверхности минерала (табл. 1, анализы 1–2); кристаллохимическая формула $(Ti_{0,74}Fe_{0,09}Nb_{0,08}Sn_{0,04}Ta0_{,03}V_{0,01})O_2$. В процессе распада ильменорутила происходит выделение рутила (табл. 1, анализы 5–6). Появляются оловосодержащие образования (табл. 1, анализы 9–11) и ниобийсодержащие фазы (табл. 1, анализы 7, 8, 12–17). Таким образом, на пути из коренного источника в алмазсодержащие девонские россыпи химический состав устойчивого в гипергенезе ильменорутила очищается от примесей (Nb, Sn) за счёт избирательного растворения или механического удаления [9].

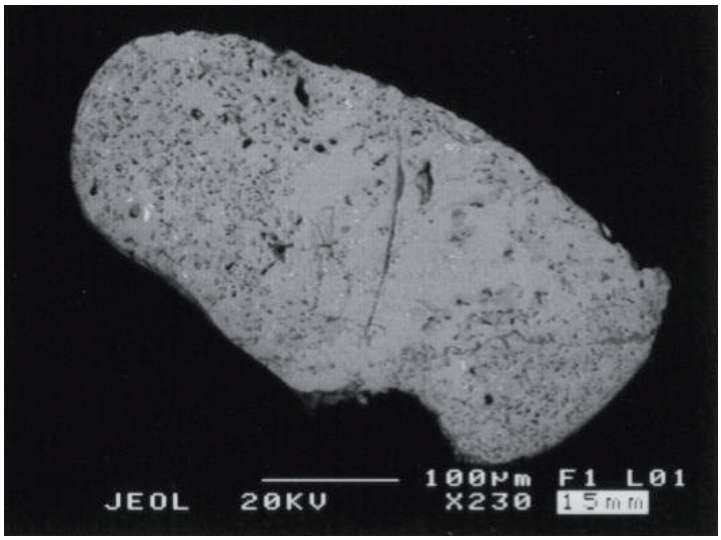


Рис. 1. Морфология, внутреннее строение и включения ильменорутила в отложениях асыввожской свиты.

Табл. 1. Химический состав ильменорутила асыввожской свиты Южного Тимана, мас. %

Компоненты	TiO_2	Nb_2O_5	Ta_2O_5	Fe_2O_3	V_2O_5	MnO	SnO_2	Sc_2O_3	WO_3
1	49.52	19.32	12.71	13.56	0.88	–	4.01	–	–
2	49.92	19.46	12.7	13.03	0.87	–	4.02	–	–
3	53.5	17.52	14.21	11.4	1.41	–	1.96	–	–
4	55.96	15.45	14.77	11.39	0.83	–	1.6	–	–
5	85.95	4.91	3.37	4.11	0.77	–	0.89	–	–
6	90.24	3.83	2.23	2.49	1.14	–	0.07	–	–
7	24.06	36.66	15.35	11.63	0.47	2.8	9.03	–	–
8	26.99	39.84	6.29	13.19	0.52	3.18	9.99	–	–
9	15.62	4.16	3.99	2.82	0.1	–	73.31	–	–
10	15.19	13.4	7.75	4.99	–	0.82	57.19	–	0.66
11	7.55	3.16	3.63	1.8	–	0.17	83.04	–	0.65
12	15.02	42.67	9.3	15.11	0.5	3.73	3.8	0.73	9.14
13	19.32	40.84	9.42	14.37	–	3.65	1.93	0.11	10.36
14	13.19	45.51	9.7	16.76	–	3.43	2.32	–	9.09
15	27.79	31.49	10.44	13.87	0.38	2.26	2.35	–	11.42
16	8.44	46.14	8.86	17.94	–	3.66	2.57	–	12.39
17	14.01	47.17	8.95	15.56	–	3.37	2.29	–	8.65

Ильменорутилы различных типов месторождений отличаются величиной соотношений главных минералообразующих компонентов $(Nb_2O_5+Ta_2O_5)/TiO_2$; Ta_2O_5/Nb_2O_5 и наличием определённых элементов-примесей [7]. Полученные геохимические данные (табл. 2) свидетельствуют о том, что в породах асыввожской свиты присутствуют ильменорутилы, характерные для гранитных пегматитов, по Ta_2O_5/Nb_2O_5 отношению их можно отнести к ильменорутилам берилл-колумбитовых альбитизированных гранитных пегматитов.

Таблица 2. Индикаторные отношения главных компонентов первичного состава ильменорутила из пород асыввожской свиты.

Отношения Ta, Nb, Ti	1	2	3	4
$(Nb_2O_5+Ta_2O_5)/TiO_2$	0.65	0.64	0.59	0.54
Ta_2O_5/Nb_2O_5	0.66	0.65	0.81	0.96

Содержание элементов-примесей в минералах группы ильменорутила также зависит от их генезиса. Так, ильменорутилы из карбонатитов характеризуются повышенным содержанием V (V_2O_5 до 5 мас. % – ванадиевый ильменорутил), ильменорутилы из пегматитов и гранитов содержат Sn [7]. Наиболее высокие концентрации ванадия также

были установлены в ильменорутилах из полевошпатовых метасоматитов на Среднем Тимане [3]. Микрозондовый анализ ильменорутила из среднедевонских отложений асыввожской свиты показал, что содержание в них V_2O_5 достигает 1.41 мас. %, а содержание SnO_2 – 4.02 мас. %, а также происходит выделение оловосодержащих образований (с содержанием SnO_2 до 83.04 мас. %). Образование вольфрамоносного рутила связано с поздними гидротермальными растворами и образованием вольфрамоносных жил с золотом [5]. Повышение потенциала Ti может быть связано с его мобилизацией из вмещающих пород при развитии метасоматических процессов [7].

Типоморфные парагенные ассоциации и химический состав ильменорутила показали его формирование в разных условиях, в основном он связан с редкометальными гранитоидами и, возможно, карбонатитами. Таким образом, можно сделать вывод о том, что алмазоносные среднедевонские отложения Южного Тимана являются первично осадочными терригенными породами, прошедшими стадию корообразования, сопровождающуюся метасоматическими преобразованиями.

Список литературы

1. Гракова О. В. Минералогическая характеристика алмазоносных терригенных отложений асыввожской свиты Южного Тимана. // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 18-й научной конференции. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 35–38.
2. Кочетков О. С. Акцессорные минералы в древних толщах Тимана и Канина. – Л.: Наука, 1967. – 119 с.
3. Лихачев В. В. Редкометальность бокситоносной коры выветривания Среднего Тимана. Коми научный центр УрО Российской академии наук. – Сыктывкар, 1993. – 224 с.
4. Макеев А. Б., Дудар В. А. Минералогия алмазов Тимана. – СПб.: Наука, 2001. – 336 с.
5. Осовецкий Б. М. Типохимизм шлиховых минералов: Справочник / Пермь: Изд-во Перм. Ун-та, 2001. – 244 с.
6. Рыбальченко А. Я., Рыбальченко Т.М., Силаев В.И. Комментарии к некоторым традиционным заблуждениям в генетических оценках алмазных месторождений уральского типа // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар. 2010. № 6. С. 92–113. (Тр. Ин-та геологии Коми науч. Центра УрО Российской АН. Вып. 127).
7. Типоморфизм минералов: Справочник / Под ред. Л.В.Чернышевой — М.: Недра, 1989 — 560 с.
8. Швецова И. В., Степаненко В. И., Лихачев В. В. Ильменорутиловый лейкоксен // Минераловедение и минералогенезис: Минералогический сборник № 19. – Сыктывкар: Коми НЦ УрО РАН, 1988, с. 65–69. (Тр. Ин-та геол. Коми НЦ УрО АН СССР, вып. 66).
9. Юдович Я.Э., Кетрис М. П. Минеральные индикаторы литогенеза. Сыктывкар:–Геопринт, 2008. 564 с.

ИЗУЧЕНИЕ КВАРЦЕВ ИЗ УЛЬТРАРЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ОНГОНИТОВ (КАЛГУТИТОВ) КАЛГУТИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА В ГОРНОМ АЛТАЕ

Долгоселец Д.А., Баданина Е.В., Михайлов В.И.
Кафедра геохимии СПбГУ, г. С.-Петербург, dianadolgoselets@mail.ru

Калгутинский рудный узел, приуроченный к раннедевонской очаговой вулканотектонической структуре, в связи с многофазным развитием (граниты, брекчии, грейзены, дайки и тела субэффузивных пород, кварцевые жилы), разнообразием типов оруденения (вольфрамит-кварцевые жилы, вольфрам-молибденовые грейзены, молибденовые порфиры; апатитсодержа-

щие Cs-онгониты) и длительной историей геологического развития, представляет собой интересный и практически значимый объект исследования.

Особого внимания заслуживают ультраредкометаллъные апатитсодержащие онгониты Восточно-Калгутинского дайкового пояса, которые получили собственное местное наименование – калгутиты. Основанием для выделения новой высокоцезиевой разновидности ультраредкометальных онгонитов послужил необычный набор минералов во вкрапленниках (присутствие апатита, а не топаза) и аномальный геохимический состав этих пород (Cs_2O до 0,18 %, P_2O_5 до 0,96 %) [1].

Изученные нами образцы калгутитов представляют собой светло-серые, желтовато- , зеленовато- и розовато-серые плотные породы редкопорфирового облика с массивной текстурой, вкрапленники представлены идиоморфными и гипидиоморфными зернами кварца, футляровидными кристаллами плагиоклаза и калиевого полевого шпата, мусковитом.

Калгутиты представляют собой сложный объект для исследования, поскольку эти породы характеризуются крайне низкой степенью закристаллизованности; крупные идиоморфные кристаллы, удобные для изучения, образует только кварц. Однако ввиду особенностей строения и химического состава спектр методов, применимых к исследованию кварца, ограничен: структуру зёрен невозможно изучить с помощью оптического микроскопа или обратно-рассеянных электронов, концентрации химических элементов-примесей не всегда удаётся измерить с помощью микрозондового анализа. В связи с этим нами была предпринята попытка изучить люминесцентные свойства кварцев из калгутитов (конфокальная микроскопия, оптическая катодолюминесценция, SEM-CL) и сравнить их с результатами аналогичных исследований кварца из эффузивных и субэффузивных пород других редкометалльных объектов – Шерловогорского рудного узла в Забайкалье и Рудных гор в Германии и Чехии, для которых определены источники и последовательность формирования пород, а также давление и температуры кристаллизации [2, 5].

Характер цветной катодолюминесценции кварцев из калгутитов соответствует люминесцентным свойствам кварцев из онгонитов Ары-Булака (Шерловогорский рудный узел), характеризующихся наибольшей среди пород вулкано-плутонической ассоциации долей деплетированной мантийной составляющей. Температура кристаллизации онгонитов оценивается в 625±5 °С, давление – 4,5 кбар [2].

По строению зёрен, выявленному с помощью SEM-CL, кварцы из калгутитов Калгутинского рудного узла напоминают фенокристаллы кварца пятого типа из Теплицких риолитов Рудных гор [5]. Наличие разноокрашенных зон роста связано с неравномерным распределением структурных примесей, а именно титана и алюминия [3]. Обрастание кварца зонами роста с высокими содержаниями титана отображает взаимодействие мафической и силикатной магм [5]. По результатам микрозондового анализа внешние зоны роста кварцев из калгутитов обеднены алюминием (по сравнению с ядром). Выявить вариации концентраций титана не удалось из-за недостаточной чувствительности прибора.

Катодолюминесценция кварцев из калгутитов показала, что для данного кварца характерно наличие твердофазных включений (апатита), хорошо фиксируемых по ореолам катодолюминесценции.

Изучение расплавных и флюидных включений в кварце из калгутитов показывает, что кварц кристаллизовался из насыщенного летучими компонентами расплава при невысоких давлениях, соответствующих приповерхностным условиям кристаллизации. На последующих этапах имели место наложенные (предположительно, гидротермальные) процессы, о чём свидетельствуют «футляровидные» структуры полевых шпатов: центральные части зерен представлены альбитом с включениями апатита, внешние зоны – кремово-розовым калиевым полевым шпатом. Температура образования этого парагенезиса составляет 400 °С.

Список литературы

1. Гусев Н.И. и др, Магматизм и молибден-порфировое оруденение Калгутинского рудного поля (горный Алтай)/ Региональная геология и металлогения, №43, 2010.

2. Сырицо Л.Ф. и др, Редкометалльные рудные узлы фанерозоя: проблемы ассоциации гранитов с кислыми субэффузивными породами/ XI Всероссийское петрографическое совещание. Тезисы докладов, том 2, 2010.

3. Gotze J, Plotze M, Trautmann T. Luminescence characteristics of quartz from pegmatites/ Catodouminescence inn Geosciences, 2001.

4. Graupner T. et al.. CL for characterizing quartz and trapped fluid inclusions in mesothermal quartz veins: Muruntau Au ore deposit, Uzbekistan/ Mineralogical Magazine, December 2000, Vol. 64(6).

5. Muller A. et al. Quartz and feldspar zoning in the eastern Erzgebirge volcano-plutonic complex (Germany, Czech Republic): evidence of multiple magma mixing/ Science direct, Lithos 80 (2005).

ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ ИМАНДРА-ВАРЗУГСКОЙ СТРУКТУРНОЙ ЗОНЫ, ЮЖНОГО ПРИХИБИНЬЯ, ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ.

Карпов С.М.[1], *Кожемякин М.С.*[2], *Савченко Е.Э.*[1]
[1]*Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты,* karpovl@geoksc.apatity.ru
[2]*Апатитский филиал МГТУ, Апатиты*

Целью настоящего сообщения является представление предварительных результатов по изучению геологического строения участка разреза Имандра-Варзугской структурной зоны (ИВСЗ) Южного Прихибинья (ЮП) и минерального состава выявленного в ходе полевых работ полиметаллического проявления, по характеру локализации относимых к двум типам: тонковкрапленного, редко – гнездово-вкрапленного в кварцитах и гнездово-вкрапленного типа в зонах развития кварц-карбонатных жил. Изучение рудных минералов в аншлифах проводилось на оптическом микроскопе Axioplan. Единичные препараты исследовались на сканирующем электронном микроскопе LEO-1450, с оценкой состава фаз с помощью энергодисперсионной приставки Röntec. Большая часть материала на данный момент находится в работе.

ИВСЗ располагается в приосевой части Кольского п-ова и имеет протяжённость около 330 км при ширине 40-50 км. Карельские образования ИВСЗ представлены мощным и сложнопостроенным комплексом осадочно-вулканогенных пород мощностью 15000-18000 м [3, 4]. Здесь известны разные по минеральному типу проявления и месторождения, приуроченные к определённым уровням разреза структуры и интрузивным комплексам.

Карельские образования ЮП относится к западному флангу ИВСЗ, который распространён к югу от Хибинского массива и простирается от восточного берега оз. Б. Имандра на восток до р. Умба. Породы представлены метавулканогенно-осадочными образованиями ятулийского и людиковийского возраста (средне-умбинская и ильмозерская свиты). Самые древние образования сейдореченского времени приурочены к южному контакту ИВСЗ [1, 5].

Участок детальных работ расположен к юго-западу от взлётной полосы старого аэропорта. Выходы коренных пород прослеживаются непрерывно по обоим бортам узкого распадка до железнодорожного полотна Апатиты – Титан (8 км) и далее на юг встречаются фрагментарно. Породы, слагающие данный участок представлены метаморфизованными вулканогенными породами основного состава с прослоями кварцитов и различных карбонат-кварц-хлоритовых, иногда углеродсодержащих с сульфидами сланцев нижне- и верхне-ильмозерской свит. В юго-западной части участка зафиксированы мелкие коренные выходы катаклазированных щелочных пород массива Соустова (рис. 1).

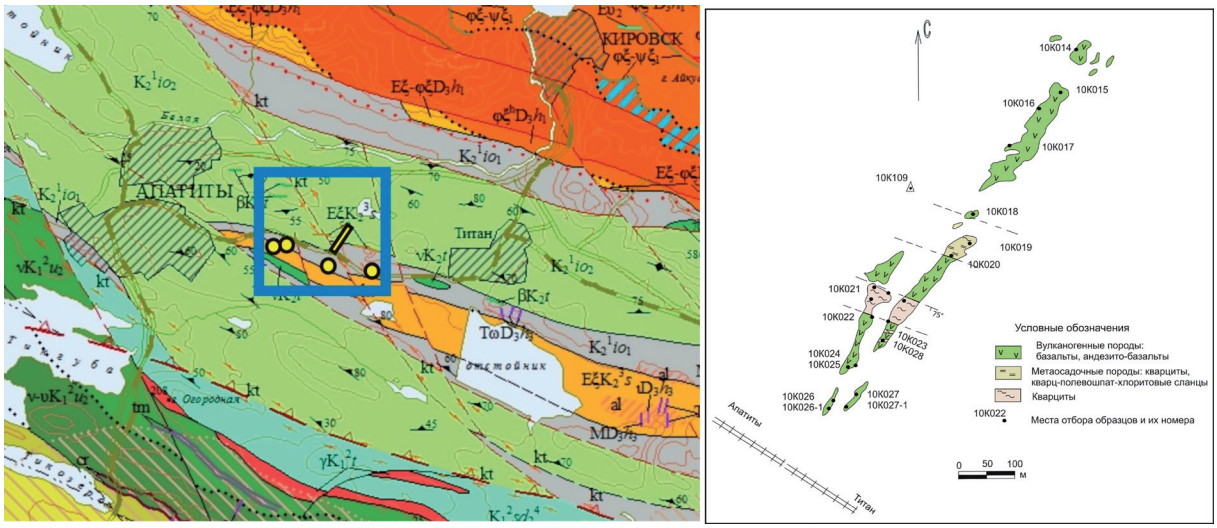


Рис. 1. Фрагмент геологической карты [5] с участком работ (слева), карта фактического материала детального разреза (справа).

По петрохимическому составу вулканогенные породы относятся к кварцнормативным меланократовым андезито-базальтам нормальной щёлочности (рис. 2).

Фигуративные точки состава пород массива Соустова лежат в поле развития пуласкитов вблизи границы с нефелиновыми сиенитами (рис. 3).

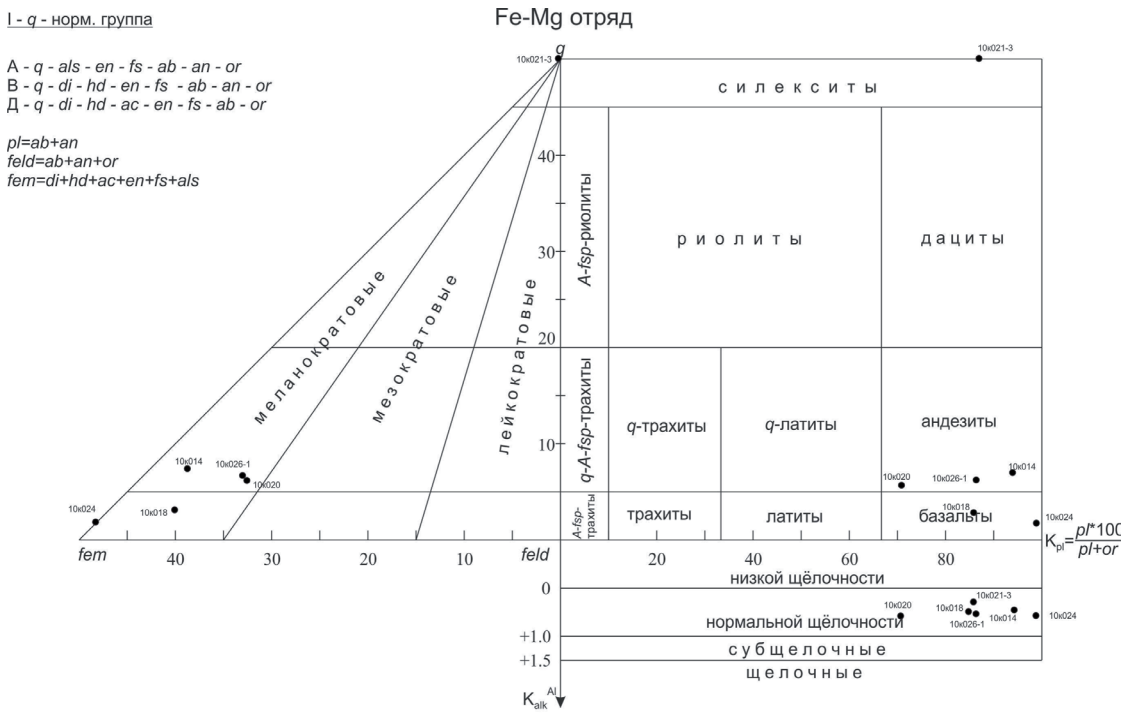


Рис. 2. Классификационная диаграмма уровня родов и индивидов для кварцнормативных вулканических пород Fe-Mg отряда [2].

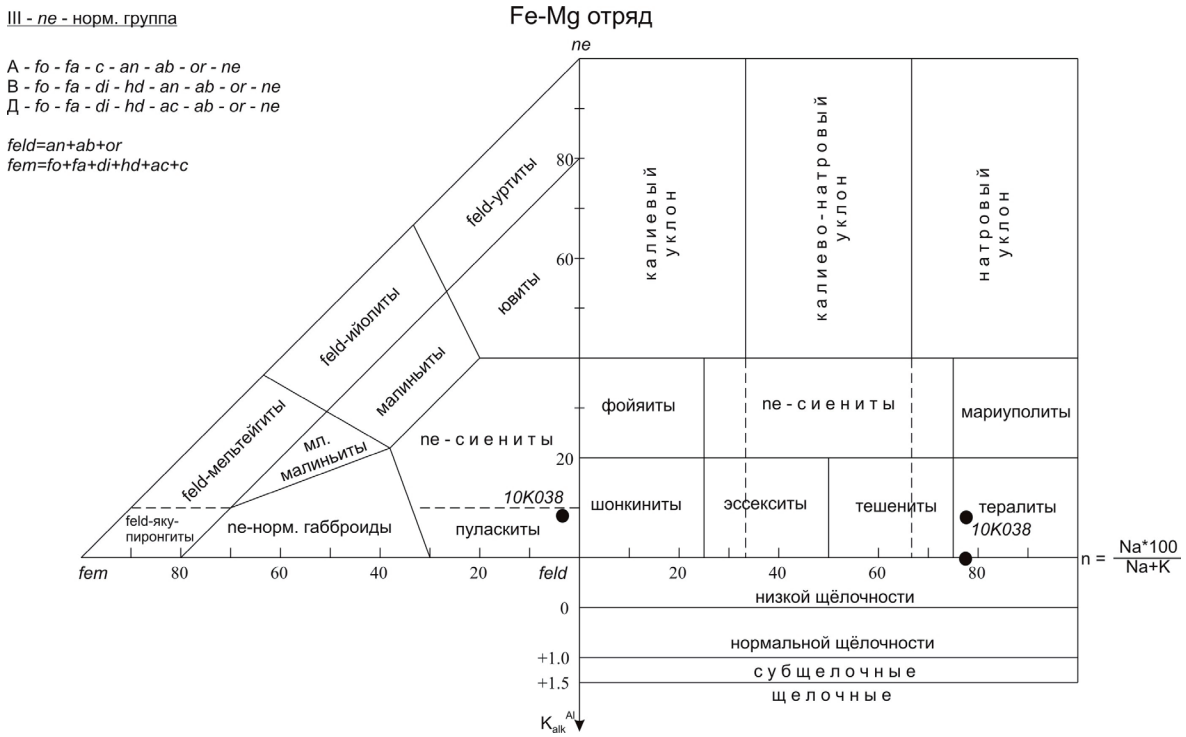


Рис. 3. Классификационная диаграмма уровня родов и индивидов для нефелиннормативных плутонических пород натрового уклона Fe-Mg отряда [2].

Выходы кварцитов отчётливо проявлены в обнажениях и, как правило, имеют чёткие контакты со стороны лежачего бока с вулканогенными породами. Контакты прямолинейные падающие под углом 75° в южных румбах. Верхние контакты постепенные, осложнены развитием кварцевых и кварц-карбонатных жил. Тела кварцитов максимальной мощности 50 м сохраняют первично слоистую текстуру, наблюдаются прожилки кососекущие слоистость и линзовидные обособления мономинерального кварца.

Характерной особенностью данного участка разреза является присутствие сульфидной минерализации. По характеру локализации оруденение можно подразделить на два типа: 1)

тонко-вкрапленный, редко гнездово-вкрапленный в кварцитах; 2) гнездово-вкрапленный в зоне развития карбонат-кварцевых жил (рис. 4). Во втором типе, микроскопическое изучение минерального состава не проводилось.

Макроскопически в кварц-карбонатных жилах установлены (в порядке распространённости): галенит, пирит, халькопирит, единичные зёрна сфалерита. Во вмещающих сланцах по зольбандам жил и прожилков развит преимущественно пирротин с небольшим количеством халькопирита и пирита, здесь же отмечается широкое развитие ильменита. Среднее количество сульфидов по зоне составляет около 1-2 %. Галенит образует гнёзда размером до 8 мм. В тесном срастании с ним находится пирит, образующий идиоморфные крупные (до 2 мм) зёрна. Сфалерит наблюдается в мелких агрегатах, состоящих из сростков халькопирита и пирита. При гипергенезе по галениту образуются пленки церуссита, халькопирит и пирит частично замещаются гётитом.

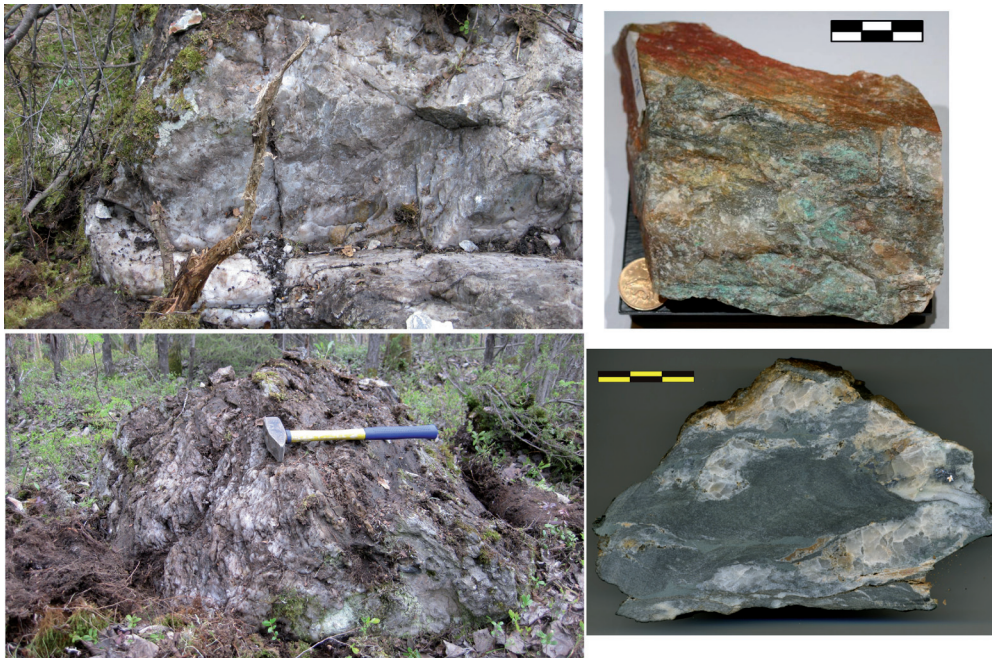


Рис. 4. Снимки обнажений и текстурные особенности вмещающих рудную минерализацию пород: вверху – кварциты (обн. 10К021), внизу – зона развития карбонат-кварцевых жил (обн. 10К106).

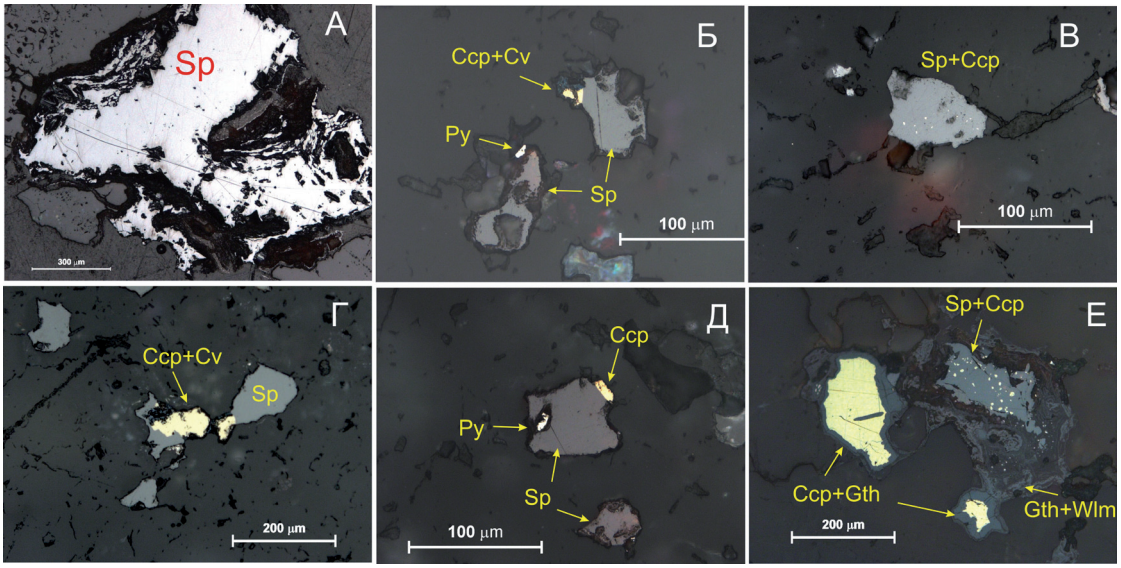


Рис. 5. Характер выделений сфалерита (Sp) и его срастания с пиритом (Py) и халькопиритом (Ccp), (Cv) – ковеллин. Снимки в отражённом поляризованном свете.

Минеральный состав минерализации в кварцитах представлен сфалеритом, пиритом, халькопиритом, марказитом, которые распределены в объёме тела кварцитов в целом равномер-

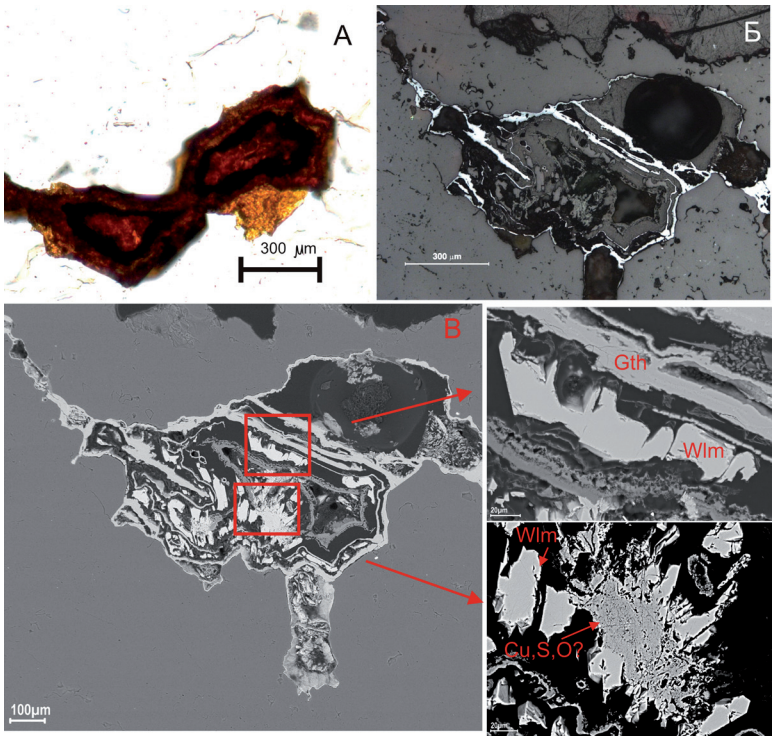


Рис. 6. Гипергенное замещение сфалерита. Снимки вверху: А) проходящий и Б) отражённый поляризованный свет; внизу - снимки в обратно-рассеянных электронах. Gth – гётит; Wlm – виллемит; Cu, S, O – сульфат меди.

но. Галенит образует гнездовые срастания с другими сульфидами размером до 2 см, и встречается лишь в мономинеральных кварцевых образованиях в центральной части кварцитов. Пирротин отмечается редко, а вблизи контактовых зон он переходит в разряд основных минералов. Из оксидных минералов здесь встречаются рутил и ильменит. Из вторичных минералов, образующихся по сульфидам, установлены: лимонит, гётит, ковеллин, малахит, церуссит, виллемит.

Сфалерит отмечается во всех изученных образцах и чаще всего образует мелкие выделения размером 30-50 мкм (редко гнёзда до 8 мм) в виде: самостоятельных однородных зёрен, сростаний с пиритом и халькопиритом, а также с каплевидными мелкими включениями халькопирита (структуры распада) (рис. 5).

Пирит является вторым по распространённости минералом и по времени образования выделяется, по крайней мере, две его генерации. Ранний пирит (Py-1) образует субидиоморфные

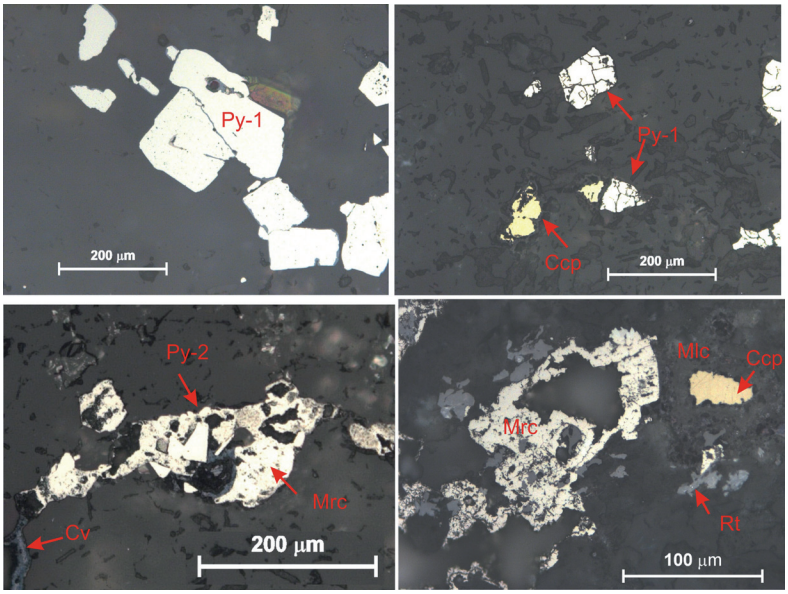


Рис. 7. Морфология выделений пирита и марказита. Снимки в отражённом поляризованном свете. Mrc – марказит; Rt – рутил.

трещиноватые зёрна и агрегаты с тонкими включениями нерудных минералов (рис. 7, верхние снимки), а также срастания с халькопиритом и сфалеритом (рис. 5). По трещинам и с краевых частей зёрен первичного пирита, образуется тонкая плёнка гётита. Поздний пирит (Py-2) образует идиоморфные кристаллы без видимых включений по марказит-ковеллин-гётитовым агрегатам, которые развивались по первичным сульфидам в результате их окисления (рис. 7, снимки снизу).

Халькопирит, как и пирит, является распространённым минералом и чаще встречается в срастании с другими сульфидами, редко образуя индивидуализированные зёрна. По нему развиваются, прежде всего, гётит и малахит. При более интенсивных процессах окисления образуются сложные агрегаты из малахита, гидрооксидов железа и ковеллина (рис. 4, 5, 7).

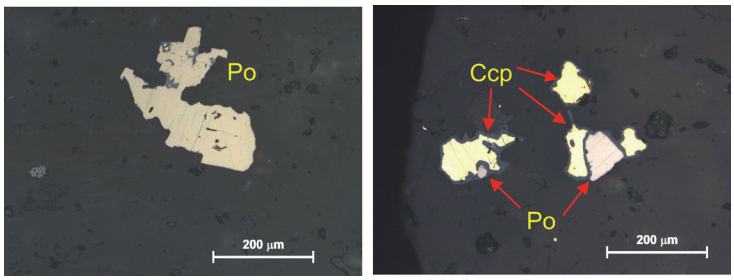


Рис. 8. Зерно пирротина (Po) в кварце (слева), срастание пирротина и халькопирита (справа). Снимки в отражённом поляризованном свете.

В приконтактовой части кварцитов лежачего бока, наиболее распространёнными минералами являются пирротин (рис. 8), халькопирит и пирит, широко развит ильменит. Частота встречаемости сфалерита на порядок ниже, галенит в изученных образцах не установлен.

В кварцитах проведена оценка содержаний основных рудных элементов по штуфным образцам с различным количеством сульфидов (максимальное содержание до 0,5 %) (табл. 1). В геохимическом плане минерализация характеризуется стабильно-высокими концентрациями цинка, повышенным содержанием свинца и меди. Намечается корреляция содержаний благородных металлов со свинцом. Аномальные концентрации Au и Ag (0,12 и 1,4 г/т соответственно) отмечаются в пробах с максимальным содержанием свинца.

Таблица 1. Содержание основных рудогенных элементов в кварцитах.*

Номер образца	AA	ICP-MA/ES				
	Au	Ag	Cu	Pb	Zn	S
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%
10K021-1	0,12	1,4	173	546	392	0,04
10K021-2	0,01	0,5	132	95	115	0,03
10K021-3	<0.01	<0.5	132	50	611	0,01
10K023	<0.01	<0.5	193	51	351	0,18

Примечание* Анализы выполнены в лаборатории ООО «Стюарт Геокемикл энд Эссей»

Краткие выводы. На изученном участке разреза впервые установлены мощные выходы метасоматических кварцитовых тел несущих рудную минерализацию. По вещественному составу минерализация относится к полиметаллическому проявлению и представлена сфалерит-пирит-халькопирит-галенитовой ± пирротиновой минеральной ассоциацией. Намечается зональное распределение в пространстве тела кварцитов главных рудных минералов и их ассоциаций. Отмечаются повышенные содержания благородных элементов. Во вмещающих породах установлена галенитовая с пиритом и халькопиритом минерализация, связанная с развитием поздних кварц-карбонатных жил, золотоносность которой неясна.

Список литературы

1. Геологическая карта Кольского региона (северо-восточная часть Балтийского щита) масштаба 1:500000. Гл. редактор Ф.П. Митрофанов. Авторы Балаганский В.В., Басалаев А.А., Беляев О.А., Пожиленко В.И., Радченко А.Т., Радченко М.К.). Апатиты. 1996. 3-печ. л.

2. Дубровский М.И. Комплексная классификация магматических горных пород. Апатиты. ГИ КНЦ РАН. 2002. 234 с.

3. Загородный В.Г., Предовский А.А., Басалаев А.А. и др. Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия, история развития). Л.: Изд-во «Наука», 1982. 280 с.

4. Пожиленко В.И., Гавриленко Б.В., Жиров Д.В., Жабин С.В. Геология рудных районов Мурманской области. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. 359 с.

5. Ремизова А.М. Отчет «Обновленная цифровая геологическая карта Мурманской области масштаба 1:200000. Филиал ФГУ ТФИ СЗФО по Мурманской области, 2007.

ТИПОХИМИЗМ КАЛИЕВЫХ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ ИЗ ПОРОД КАЛГУТИНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ГОРНЫЙ АЛТАЙ).

Козлов Д.С., Михайлов В.И.
СПБГУ, Санкт-Петербург, Россия, dimon-410@mail.ru

Калгутинский рудный узел, расположенный вблизи стыка границ России, Монголии и Китая, активно изучается последние десятилетия [1, 2, 3]. Дискуссионным до сих пор остается вопрос о строении, условиях и последовательности формирования пород интрузивной системы этого рудного узла.

Калгутинский интрузивный массив представляет интерес для исследователей, так как является сложным многофазным образованием. Более 90% его объёма сложено крупнопорфировидными биотитовыми гранитами мезо- и гипабиссальной фации глубинности – гранитами главной фазы (ГФ). Граниты ГФ прорваны двуслюдяными и мусковитовыми лейкогранитами второй интрузивной фазы. Третья интрузивная фаза представлена дайками и жилами аплитовидных гранитов и аплитов. В юго-восточном эндо- и экзоконтакте Калгутинского плутона выделяется пояс малых интрузий и даек кислого состава. В составе подавляющего большинства даек преобладают эльваны и лишь немногие сложены ультраредкометальными онгонитами, которые благодаря своему аномальному геохимическому составу (аномально высокие содержания фосфора и цезия) получили название «калгутиты». С породами Калгутинского интрузива связано жильное кварц-вольфрамитовое, вольфрам-молибден-грейзеновое и молибден-порфировое оруденение. Отрабатываются жильные вольфрамовые руды со средним содержанием 1,87% WO_3.

Нами были изучены калиевые полевые шпаты (КПШ), которые являются хорошим индикатором условий образования пород. С этой целью были отобраны пробы КПШ из вкрапленников и основной массы всех разновидностей гранитов Калгутинского интрузива и приуроченного к нему Восточно-Калгутинского дайкового комплекса. Был изучен состав элементов-примесей (Na, K, Li, Rb, Cs, Sr) в КПШ методами ICP-MS и РСФА, оценена степень структурной упорядоченности методами РФА и ИК-спектороскопии, определены температуры кристаллизации пород по различным двуполевошпатовым геотермометрам и по степени насыщенности расплава цирконом [4].

По уровням содержаний Rb (от 380 до 1500 г/т) и Sr (от 78 до 377 г/т) в КПШ выявлен тренд эволюции Калгутинской интрузивной системы, где в ряду: биотитовые порфировидные граниты ГФ – двуслюдяные граниты второй фазы – аплиты и мелкозернистые микроклин-альбитовые граниты фазы дополнительных интрузий идёт постепенное падения содержаний Sr и рост Rb. Полевые шпаты из даек Восточно-Калгутинского дайкового пояса этой закономерности не подчиняются и в координатах Rb-Sr занимают обособленное положение - точка на Rb-Sr диаграмме, отвечающая калиевым онгонитовым породам приближена к точкам, отвечающим гранитам ГФ (Rb= 600 г/т, Sr=189 г/т). В то же время, точка, отвечающая калгутитам характеризуется высокими содержаниями Rb (1500 г/т) и содержаниями Sr (107 г/т). Изучение структурной упорядоченности калиевых полевых шпатов показало, что все исследуемые образцы являются максимальными микроклинами (Sm=0.79-0.96, St=0.63-0.88), за исключением вкрапленников КПШ биотитовых порфировидных гранитов главной фазы, которые оказались промежуточными микроклинами (Sm=1.00, St=0.63)

Изучение температур кристаллизации показало, что для формирования пород Калгутинской интрузивной системы характерен интервал температур от 655 до 780°С. Вкрапленники калиевых полевых шпатов из этих пород кристаллизовались при более низкой температуре от 460 до 590°С, что свидетельствует о более поздней кристаллизации КПШ и, возможно, его метасоматическом генезисе. Температура кристаллизации пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса оказалась ниже температур кристаллизации гранитов - от 655 до 690°С.

Полученные данные свидетельствуют о том, что породы Восточно-Калгутинского дайкового пояса не являются продуктом кристаллизационной дифференциации гранитов Калгутинского интрузива.

Список литературы

1. Н.И.Гусев и др. «Магматизм и молибден-порфировое оруденение Калгутинского рудного поля (горный Алтай)» Региональная геология и металлогения, №43, 2010.
2. А.А. Поцелуев, Л.П. Рихванов, А.Г. Владимиров и др. Калгутинское редкометалльное месторождение (Горный Алтай): магматизм и рудогенез // Томск: STT. 2008. – 226 с.
3. А.В. Титов, А.Г. Владимиров, С.А. Выставной, Л.Н. Поспелова Необычные высокотемпературные фельзит-порфиры в постгранитном дайковом поясе Калгутинского редкометалльно-гранитного массива (Горный Алтай) // Геохимия. – 2001. - №6. – С. 677-682.
4. Watson E.B., Harrison T.M. Kinetics of zircon dissolution and zirconium diffusion in granitic melts of variable water content // Contrib. Mineral. Petrol. – 1983. – Vol. 84. – P. 67–72.

ОЦЕНКА СОДЕРЖАНИЯ КРЕМНЕЗЁМА ВО ФЛЮИДЕ НЕКОТОРЫХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, НА ОСНОВЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ РАСТВОРИМОСТИ КВАРЦА В СИСТЕМЕ Q-H_2O-HF.

Конышев А.А., Аксюк А.М.,
ИЭМ РАН, г. Черноголовка, konyshev@iem.ac.ru, aksyuk@iem.ac.ru
факс: 8(496 52) 46205, тел.: 8(496) 5225861

Фтор, наравне с водой, углекислотой и хлором, является одним из основных компонентов природных гидротермальных флюидов. Наибольших концентраций в природных флюидах фтор достигает при образовании литий-фтористых гранитов и связанных с ними пегматитов, в грейзенах, а также в пегматитах высокощелочных пород. Концентрации фтора и кремнезема во флюиде являются одними из главных факторов формирования кварцевых жил и зон окварцевания околожильных метасоматитов на грейзеновых и редкометальных пегматитовых месторождениях. T-P условия и концентрации фтора во флюиде для различных природных объектов, связанных с грейзеновой или редкометальной минерализацией, существенно отличались.

Так, например, породы Хангилайского плутона (Восточное Забайкалье) формировались при давлении близком к 100 МПа (на глубине около 6-8 км) [13, 1]. В этом плутоне выделяют три фазы внедрения: самую раннюю, образовавшую Центральный (собственно Хангилайский) массив биотитовых гранитов; более молодую фазу лейкогранитов, образовавшую Спокойнинский шток и заключительную фазу литий-фтористых гранитов, (Орловский шток). По оценкам авторов, концентрация фтора во флюиде при образовании биотитовых гранитов Хангилайского массива составляла около 0.037-0.075 M_{HF} (моль/дм^3) (или 0.157 - 0.234 m_{HF} (моль/кг H_2O)) [1]. При образовании лейкогранитов и, связанного с ними Sn-W месторождения Спокойнинское, характерны магматические флюиды с концентрациями фтора около 0.024 -0.064 M_{HF} (т.е. 0.1 - 0.2 m_{HF}) при 790-650°C [9]. Для рудоносных литий-фтористых амазонит-альбитовых гранитов Орловского штока, концентрации HF намного выше – до 0.43 M (1.226-1.697 m). Оценки температур образования биотитов и литиевых слюд в гранитных породах Орловского штока дали интервал по температуре 750-620°C [1]. Близкие величины концентрации фтора во флюиде отмечаются также для флюида, участвовавшего в образовании литий-фтористых гранитов на Ta-Nb месторождении Этыка – 0.73 M (2.08-2.88 m), связанных с формированием Олдандинского массива биотитовых гранитов аналогичного Хангилайскому массиву и T-P условия, формирования которых сходны с условиями формирования Орловских литий-фтористых гранитов [2]. На основе этих оценок были проведены эксперименты по нахождению количества растворённого кремнезёма во фторсодержащем водном флюиде, равновесном с кварцем. Растворённый кремнезём определялся по потере веса образца кварца после опыта. Эксперименты по изучению растворения кварца проводились в автоклавах с задаваемым давлением, в герметичных золотых и платиновых ампулах с фторсодержащим водном раствором, с концентрациями в исходном растворе от чистой воды до 2.5 m_{HF}. Результаты экспериментов аппроксимированы уравнениями вида $lgm_{Si\text{-}sol} = a+b*exp(lgm_{HF}/c)$, где a, b, c – константы; таким же образом были обработаны данные других авторов для 100 МПа при 300-600°C и 600-700°C [12, 3], все полученные уравнения представлены в работе [8]. Вычисления для температур 700-1000°C и 100 МПа проводились по уравнениям, взятым из [4].

Понижение температуры и давления часто рассматриваются как универсальные причины осаждения кварца, хотя в системе кварц-вода, по данным опубликованным в работе [10], при давлении ниже 75 МПа наблюдается зона ретроградной растворимости, когда при понижении температуры вместо осаждения кварца получаем его растворение (рис. 1). Подобное явление, отмечено [5].

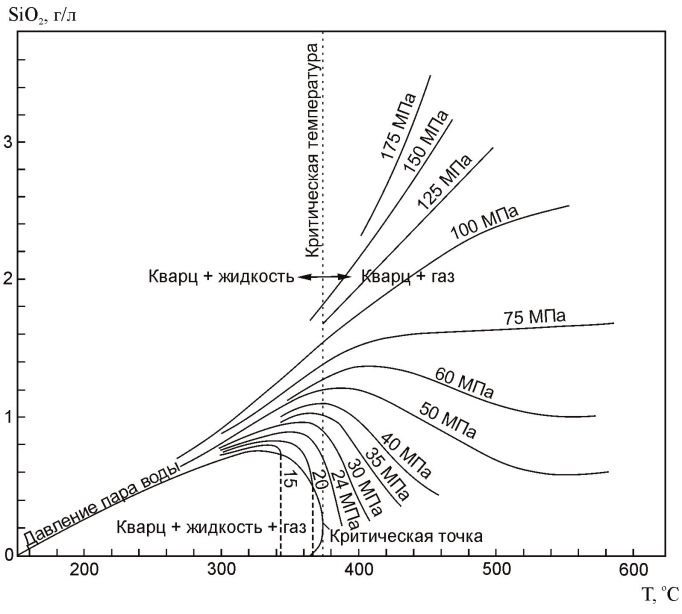


Рис. 1 Диаграмма растворимости кварца в системе кварц-вода по данным [10]

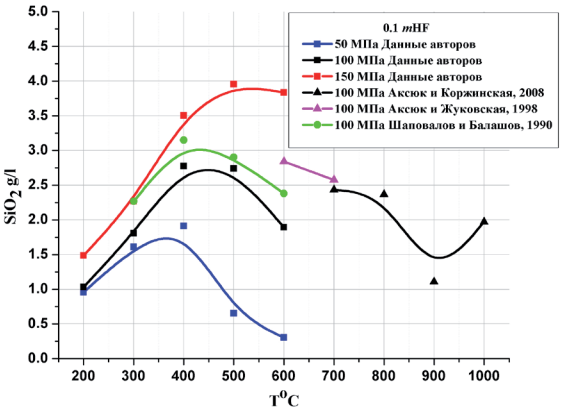


Рис. 2 Диаграмма растворимости кварца при 0.1 m_{HF} в исходном растворе по данным экспериментов разных авторов.

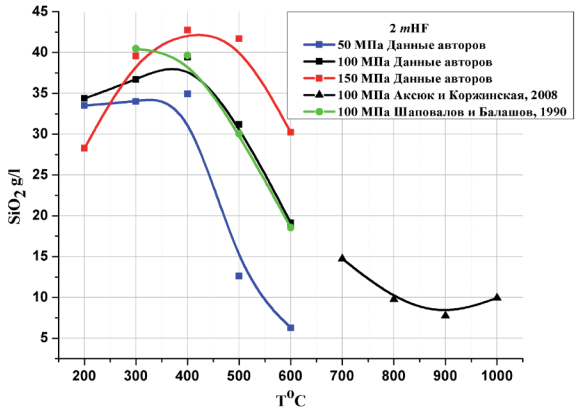


Рис. 3 Диаграмма растворимости кварца при 2 m_{HF} в исходном растворе по данным экспериментов разных авторов.

Полученные экспериментальные данные показывают (рис. 2, 3), что с увеличением концентрации фтора во флюиде область ретроградной растворимости кремнезема (моль/кг раствора) начинает проявляться при давлениях больших, чем 75 МПа, так как в этих Т-Р условиях влияние изменения плотности раствора начинает преобладать над влиянием концентрации фтора. То есть, как раз в том диапазоне давлений и температур, в котором происходит формирование богатых фтором гранитов и связанных с ними метасоматитов. С увеличением концентрации фтора, область ретроградной растворимости смещается также в более низкотемпературную область. Из чего следует, что на природных объектах с низким содержанием фтора во флюиде, количество кремнезёма во флюиде, равновесном с кварцем, будет больше по сравнению с флюидами без фтора и в то же время их зависимости от Т и Р будут приближены к чисто водным флюидам. В то время как, в условиях изобарического снижения температуры, при концентрациях HF от 1 m и выше, без учёта разбавления флюида метеорными водами, из-за увеличения плотности флюида – в нём будет наблюдаться увеличение концентрации кремнезёма равновесной с кварцем и как следствие – интенсивный вынос кремнезёма.

Имеющиеся величины температур, давлений и концентраций фтора во флюиде позволяют оценить концентрации раство-

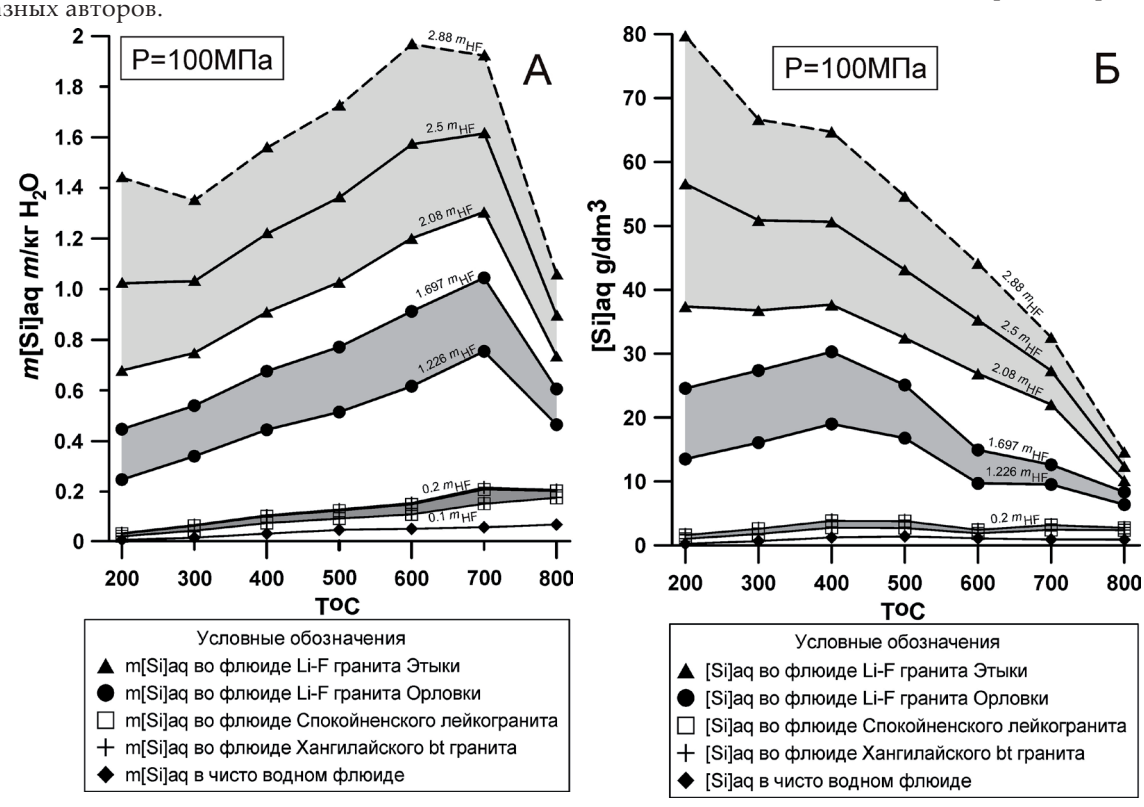


Рис. 4. Концентрации кремнезёма в природных флюидах: А - m[Si]aq/кг H_2O; Б - [Si]aq г/дм^3.

ренного кремнезема в них. Такие оценки сделаны для флюидов гранитов, связанных с формированием Этыкинского, Орловского и Спокойнинского месторождений, а так же Хангилайского массива (рис. 4).

Так как в данной работе основной объём данных был получен без использования концентрации HF выше 2.5*m*, то расчётная кривая (рис. 4) для 2.88 *m* показана пунктиром как предполагаемая и обозначена кривая растворимости для 2.5*m*. Кривая растворимости в чисто водном флюиде рассчитана по формуле, приведённой в работе [11].

Так, например, при концентрации HF в исходном 0.1 *m* растворе (рис. 2), характерном для олово-вольфрамовых месторождений и рудопроявлений, при изобарическом снижении температуры от 800 до 400°С растворится 15,5 вес. % кварца, а при дальнейшем снижении с 400 до 200°С должно выпасть в осадок около 65% растворённого кремнезёма. При концентрации HF в исходном 2 *m* растворе, (рис. 3), характерном для литий-фтористых гранитов типа Орловских и Этыкинских, при изобарическом снижении температуры с 800 до 400°С происходит растворение 74 вес. % кварца, а при дальнейшем снижении температуры с 400 до 200°С происходит осаждение лишь только около 13% растворённого кремнезёма. При дальнейшем увеличении фтора во флюиде (до 2,5 m_{HF}) – осаждение кремнезёма из раствора практически не происходит.

Отсюда следует, что при более высоком содержании фтора во флюиде кремнезём может становиться более подвижным компонентом в более широких T-P областях по отношению к малофтористым флюидам. Даже если учитывать снижение равновесных концентраций фтора и кремнезема на грейзеновой и гидротермальных стадиях, обусловленных как снижением температуры, так и, главным образом, разбавлением магматических флюидов метеорными водами, то количество растворённого кремнезёма при 200°С в объектах с высоким содержанием фтора всё равно может преобладать над выпавшим кремнеземом. Конечно, следует иметь в виду, что предложенная модель - это крайний, не отражающий всех природных процессов случай, так как до сих пор не достаточно точно известна форма нахождения кремнезёма и фтора во флюидах и не учитывается роль щелочей. Кроме того, на некоторых геологических объектах отмечается кипение флюида [6]. К тому же, как показано в работе [7], большой вклад в растворение кремнезёма в природных флюидах могут вносить полевые шпаты, как обладающие большей растворимостью по отношению к кварцу, в результате чего флюид может оказаться пересыщенным по отношению к кристаллическому кварцу до уровня равновесия с аморфным кремнезёмом, долго сохраняющим метастабильное состояние.

Предложенная модель, несмотря на вышеприведенные ограничения, позволяет получить, хотя и приближенные, так как расчёты даны для системы Qtz-H_2O-HF, но всё-таки количественные оценки процессов окварцевания и основных факторов, влияющих на этот процесс на редкометальных месторождениях.

Список литературы

1. Аксюк А.М. (2002) Экспериментально-обоснованные геофториметры и режим фтора в гранитных флюидах // Петрология. Т. 10, № 6. С. 628-642.
2. Аксюк А.М. (2009) Режим фтора в глубинных гидротермальных флюидах и приповерхностных водах. Автореферат докторской диссертации. Москва. 59 с.
3. Аксюк А.М., Т.Н. Жуковская (1998) Растворимость кварца в водных растворах фтористоводородной кислоты при температурах 500-1000°С и давлениях 100-500 МПа // ДАН, 301, № 2, с. 244-247.
4. Аксюк А.М., В.С. Коржинская (2008) Растворимость кварца в водных растворах при высоких температурах, давлениях и концентрациях фтора // Электронный научно-информационный журнал «Вестник Отделения наук о Земле РАН» №1(26) ISSN 1819 – 6586. *URL:* http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2008/informbul-1_2008/hydroterm-1.pdf
5. Балицкий В.С., Л.В. Балицкая, Х. Ивасаки, Ф. Ивасаки. (1999) Перенос кремнезема и рост кристаллов высокотемпературного кварца в сверхкритических водных флюидах // Геохимия. №. 5. С. 451-457.
6. Бычков А.Ю., С.С. Матвеева, Т.М. Сущевская, С.Ю. Некрасов, А.В. Игнатов (2010) Изотопно-геохимические критерии динамики режима фильтрациигетерогенных флюидов при фомировании месторождений грейзеновой формаци // Материалы XIX симпозиума по геохимии изотопов им. Академика А.П. Виноградова, Москва, стр. 46-49.
7. Зарайский Г.П. (1999) Условия неравновесного окварцевания пород и образования кварцевых жил при кислотном метасоматозе // Геология рудных месторождений. Т. 41. № 4. С. 294–307.
8. Конышев А.А., Аксюк А.М. (2011) Экспериментальное исследование растворимости кварца в системе H_2O-HF и возможный механизм окварцевания вмещающих пород на примере природных объектов. // Материалы ЕСЭМПГ-2011, ГЕОХИ РАН, краткие тезисы. г., Москва.
9. Коротаев М. Ю., С. С. Матвеева, Ю. Ю. Алехина, Е. Н. Бастраков, М. Н. Ким, Т. Г. Павлова

(1994) Геохимическая модель грейзенообразования // Экспериментальные проблемы геологии, Стр. 419-446.

10. Kennedy D. C. (1950) A portion of the system silica-water // Economic geology v. 45. №7, pp. 629-653.

11. Manning C.E. The solubility of quartz in H_2O in the lower crust and upper mantle // Geochemica and Cosmochimica Acta. 1994 Vol. 58, No 22, pp. 4831-4839.

12. Shapovalov Yu.B., V.N. Balashov (1990), Quartz solubility in hydrofluoric acid solutions at temperatures between 300 and 600°C and 1000 bar pressure // Experiment-89. Informative volume. M.: Nauka, p. 72-74.

13. Zaraisky G.P., A.M. Aksyuk, Yu.B. Shapovalov et al. (1997) Petrography and geochemistry of Li-F granites and pegmatite-aplite banded rocks from the Oplovka and Etyka tantalum deposits in Eastern Transbaikalia, Russia. // Mineral Deposits: Research and Exploration. Rotterdam: Balkema, 1997. p. 695-698

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЙ В СИСТЕМЕ БРУСИТ, КАЛЬЦИТ – РАСТВОР $CUSO_4$, $NISO_4$, $FESO_4$

Мазухина С.И., Светлов А.В., Корнева Е.А., Макаров Д.В.
Учреждение Российской академии наук Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН (УРАН ИППЭС КНЦ РАН), Апатиты, svetlov@inep.ksc.ru

Введение. Магнийсодержащие продукты, полученные из отходов обогащения различных руд, могут быть использованы как сырье для получения магнезиальных вяжущих веществ, сорбентов, пигментов, компонентов строительных материалов и т.д. Ранее была показана возможность использования хвостов обогащения вермикулитовых руд в качестве сырья для производства магниевого мелиоранта, при этом выщелачивание магния и железа проводили серной кислотой для получения трудно растворимой соли магния $Mg_2(OH)_2SO_4$ [1]. Были изучены процессы выщелачивания магния и железа из хвостов обогащения вермикулитовых руд соляной кислотой, с получением продуктов на основе гидроксидов магния, железа, а также аморфного кремнезема [2].

В работах [3, 4] представлены результаты исследований сорбционных свойств природного минерала брусита $Mg(OH)_2$ по отношению к ионам тяжёлых металлов и стронция. Обоснована комбинированная сорбционная технология извлечения металлов из природных вод и технологических растворов широкого диапазона концентраций.

Поэтому представляло интерес исследовать магнийсодержащий продукт кислотной переработки хвостов обогащения вермикулитовых руд [2], состоящий из брусита с примесью кальцита $CaCO_3$, в качестве сорбента ионов цветных металлов и железа.

Эксперименты с индивидуальными сульфатными растворами меди, никеля и железа концентрацией 1 г/л в статических условиях показали существенные различия, как в кинетике осаждения ионов металлов, так и в количестве сорбента, необходимого для возможно более полной очистки растворов [5]. Наиболее быстро и с наименьшим количеством сорбента осаждается медь. Наихудшие результаты были получены для ионов никеля. Методами рентгенофазового анализа и сканирующей электронной микроскопии были установлено, что осаждение меди происходит в виде брошантита $Cu_4(OH)_6SO_4$, железо образует гидроксиды, преимущественно, гетит FeOOH, никель осаждается в виде гидроксида $Ni(OH)_2$.

В данной работе методом физико-химического моделирования исследовано взаимодействие сорбента с поликомпонентными сульфатными растворами с целью нахождения условий как селективного, так и коллективного осаждения металлов, что может быть использовано при разработке различных гидрометаллургических схем и методов очистки сточных вод.

Методика экспериментов. В настоящей работе нами использован программный комплекс «Селектор». С его помощью можно решать широкий круг задач, связанных с изучением физико-химических процессов [6].

При моделировании взаимодействия металлсодержащих растворов с бруситом и кальцитом нами рассчитано химическое равновесие растворов, содержащих $CuSO_4$, $NiSO_4$ и $FeSO_4$, в зависимости от степени взаимодействия минералов (ξ) при исходных концентрациях металлов 1000 мг/кг H_2O в открытой к атмосфере системе. Масса раствора составляла 1.001 кг. Величину ξ ва-

рьировали от 5 до 0 (во взаимодействие вступало от 10^{-4} до 10 г смеси минералов). Массы $Mg(OH)_2$ и $CaCO_3$ составляли 0.13718 и 0.01998 моля соответственно. Моделирование выполнено при P=1 бар и T=298 K. Расчёты проведены как для индивидуальных растворов, так и для раствора, содержащего ионы всех трёх металлов.

Результаты и их обсуждение. Результаты моделирования химического равновесия раствор $CuSO_4$, $NiSO_4$, $FeSO_4$ – $Mg(OH)_2$, $CaCO_3$ в открытой к атмосфере системе при фиксированной величине ξ_1=0, что соответствует 1 кг атмосферы, в зависимости от степени взаимодействия минералов представлены на рис. 1-3.

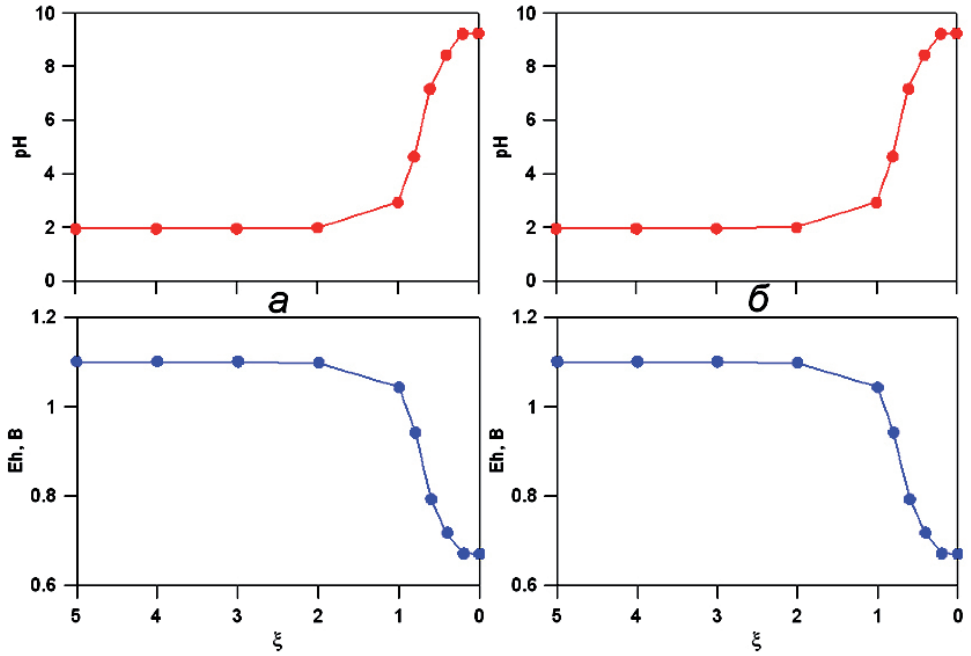


Рис. 1. Изменение pH и Eh раствора в открытой к атмосфере равновесной (а) и метастабильной (б) системе раствор $CuSO_4$, $NiSO_4$, $FeSO_4$ – $Mg(OH)_2$, $CaCO_3$ в зависимости от ξ.

Как видно на рис. 1а, заметный рост pH начинается при увеличении расхода реагента (ξ=1.0-0). В этом же диапазоне значений ξ окислительно-восстановительный потенциал несколько смещается в отрицательную область с 1.04 до 0.67 В (рис. 1а).

Распределение равновесных концентраций ионов в растворе свидетельствует, что железо осаждается в значительной степени во всем интервале значений ξ (рис. 2а). Резкое снижение концентраций ионов железа происходит при ξ=2.0-0.Таким образом, в открытой к атмосфере системе можно селективно перевести в твёрдую фазу железо уже при малых расходах минералов.

Основной железосодержащей фазой в интервале ξ=5.0-0.8 является гематит Fe_2O_3, при ξ=4.0-0.8 присутствует также гётит FeOOH (рис. 3а).

Результаты моделирования свидетельствуют также о возможности разделения меди и никеля регулированием соотношения реагент – раствор (рис. 2а). В узком интервале значений ξ=0.8-0.6 концентрация ионов никеля превышает концентрацию ионов меди на 5-6 порядков. Осаждение меди происходит в составе брошантита $Cu_4(OH)_6SO_4$ (рис. 3а). При увеличении степени взаимодействия минералов (ξ=0.6-0) начинается переход в твердую фазу никеля – как в виде гидроксида $Ni(OH)_2$, так и в составе треворита $NiFe_2O_4$ (рис. 3а).

На рис. 1-3 представлены результаты моделирования взаимодействий в открытой к атмосфере системе, при этом, чтобы приблизить модель к реальным технологическим процессам, предполагали, что полное равновесие не достигается. В частности, было введено ограничение на образование оксидов – гематита Fe_2O_3 и треворита $NiFe_2O_4$.

Серьёзных изменений в характере зависимостей pH – ξ и Eh – ξ не произошло (рис. 1б).

Основной железосодержащей фазой в метастабильной системе является гётит FeOOH, содержание которого стабильно во всем диапазоне ξ (рис. 3б). Осаждение меди происходит также в виде брошантита $Cu_4(OH)_6SO_4$, причём рост содержаний минерала наблюдается в интервале ξ=0.8-0.6 (рис. 3б). Начиная со степени взаимодействия минералов ξ=0.6, начинается осаждение никеля в составе гидроксида $Ni(OH)_2$ (рис. 3б).

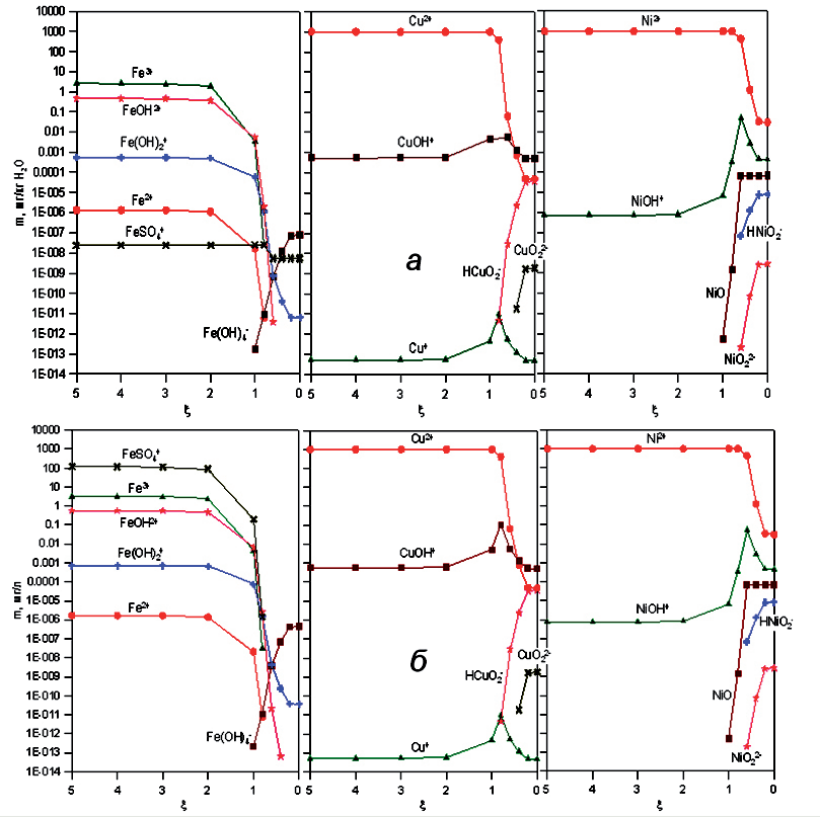


Рис. 2. Изменение состава раствора в равновесной (а) и метастабильной (б) системе раствор $CuSO_4$, $NiSO_4$, $FeSO_4$ – $Mg(OH)_2$, $CaCO_3$ в зависимости от ξ.

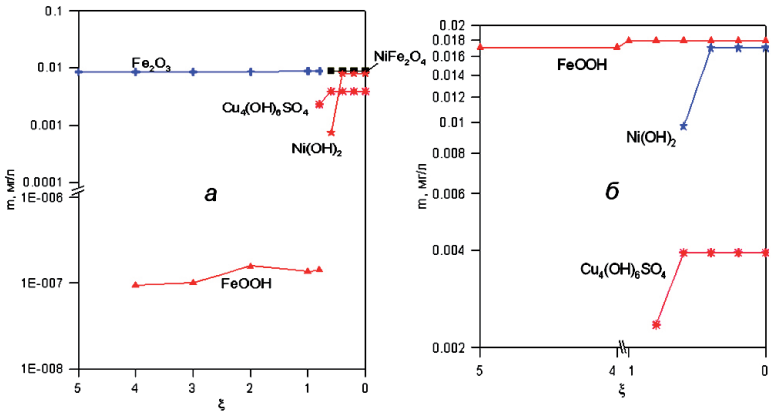


Рис. 3. Изменение состава твердых фаз в равновесной (а) и метастабильной (б) системе раствор $CuSO_4$, $NiSO_4$, $FeSO_4$ – $Mg(OH)_2$, $CaCO_3$ в зависимости от ξ.

Анализ распределения ионов в растворе показывает, что концентрация железа по сравнению с равновесной системой повышается, причём основным ионом интервале значений ξ=5.0-1.0 становится $FeSO_4^+$ (рис. 2б). При ξ=0.4-0 преобладает $Fe(OH)_4^-$ (рис. 2б). Остаточная концентрация железа в растворе при ξ=0 выше, чем для равновесной системы в четыре раза (рис. 2б). Изменение состава раствора по ионам меди и никеля в метастабильной системе качественно схоже (рис. 2б). Для меди преобладающим ионом является Cu^{2+} и лишь при ξ=0.4-0 основной формой становится $Cu(OH)^+$. Для никеля во всем интервале ξ наиболее высокой концентрацией характеризуется ионы Ni^{2+} (рис. 2б).

Таким образом, в метастабильной системе наиболее полно перевести в твёрдую фазу железо можно в диапазоне значений ξ=1.5-1.0. При ξ=0.8 концентрация меди снижается более чем в два раза. Никель в этих условиях остаётся в растворе (рис. 2б). Селективно осаждать медь целесообразно в интервале ξ=0.8-0.7.

Выводы. Физико-химическое моделирование взаимодействия сорбента с поликомпонентным сульфатным раствором в открытой к атмосфере системе позволяет выделить диапазоны соотношений сорбент: раствор для разделения ионов металлов.

Полученные результаты могут быть использованы при разработке схем селективной и полной очистки сточных и технологических вод от ионов меди, никеля и железа.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ (проект №10-05-98805р_север_а).

Список литературы

1. Манакова Н.К., Макаров В.Н., Васильева Т.Н., Беляевский А.Т. Оптимизация процесса вскрытия оливина для получения магниевого мелиоранта // Журнал прикладной химии. 2003. Т.76. №2. С.181-184.

2. Макаров Д.В., Семенова Е.П., Зоренко И.В., Меньшиков Ю.П. Исследование возможности использования хвостов обогащения вермикулитовых руд как сырья для получения соединений магния // Вестник Мурманского государственного технического университета. 2009. Т.12. №1. С.97-100.

3. Бочкарев Г.Р., Пушкарева Г.И. О новом природном сорбенте для извлечения металлов из водных сред // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 1998. №4. С.104-109.

4. Бочкарев Г.Р., Пушкарева Г.И. Удаление стронция из водных сред с использованием природного и модифицированного сорбента // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2009. №3. С.104-109.

5. Макаров Д.В., Зоренко И.В., Нестеров Д.П., Нестерова А.А. Использование продуктов кислотной переработки хвостов обогащения вермикулитовых руд в качестве сорбента // Минералогия техногенеза–2010. Миасс: ИМин УрО РАН, 2010. С. 146-153.

6. Чудненко К.В. Теория и программное обеспечение метода минимизации термодинамических потенциалов для решения геохимических задач. Автореф. докт. дис. Иркутск, 2007. 46 с.

АССОЦИАЦИЯ CR-FE-TI МИНЕРАЛОВ В ПЛАГИОКЛАЗ-АМФИБОЛОВЫХ ЖИЛАХ УЧАСТКА «МОРОШКОВОЕ ОЗЕРО» (МОНЧЕГОРСКИЙ ПЛУТОН)

Мокрушин А.В.[1], Мирошникова Я.А.[2], Савченко Е.Э.[1]
[1]ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, mokrushin@geoksc.apatity.ru
[2]Апатитский филиал МГТУ, г. Апатиты

В ходе полевых исследований 2010 года на детальном участке «Морошковое озеро», расположенном в центральной части Мончегорского плутона, были изучены плагиоклаз-амфиболовые жилы в метапироксенитах. В одной из жил в коренном обнажении были обнаружены шлировидные выделения густовкрапленного хромитита (проба № 1, рис. 1а), протяженностью более 1 метра и видимой мощностью до 10 см. Предварительное микроскопическое изучение показало, что шлиры сложены хромшпинелидами с выделениями ильменита, силикатная часть представлена амфиболами, хлоритом и минералами группы эпидота. Хромититы в составе плагиоклаз-амфиболовых жил Мончегорского плутона были обнаружены впервые, поэтому эта находка вызвала интерес и в 2011 году были отобраны бороздовые пробы из данного коренного обнажения. В процессе отбора в 5 метрах от обнажения была обнаружена близкоренная глыба со шлиром массивного хромитита (Проба № 2, рис. 1б). Рудные минералы в обеих пробах представлены овальными зёрнами без кристаллографических очертаний, края зёрен резорбированы. Характерный размер зёрен от 100 до 400 мкм (рис. 2).

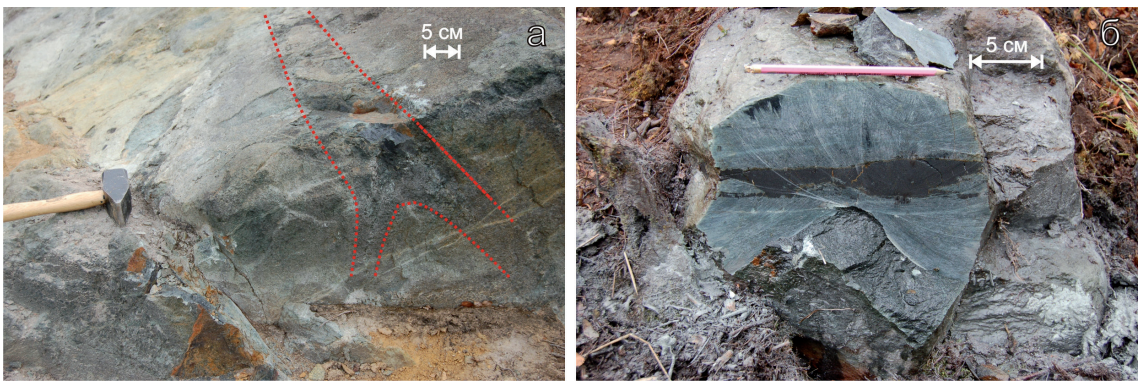


Рис. 1. Плагиоклаз-амфиболовые жилы со шлирами хромитита. Места отбора проб № 1 (а) и № 2 (б).

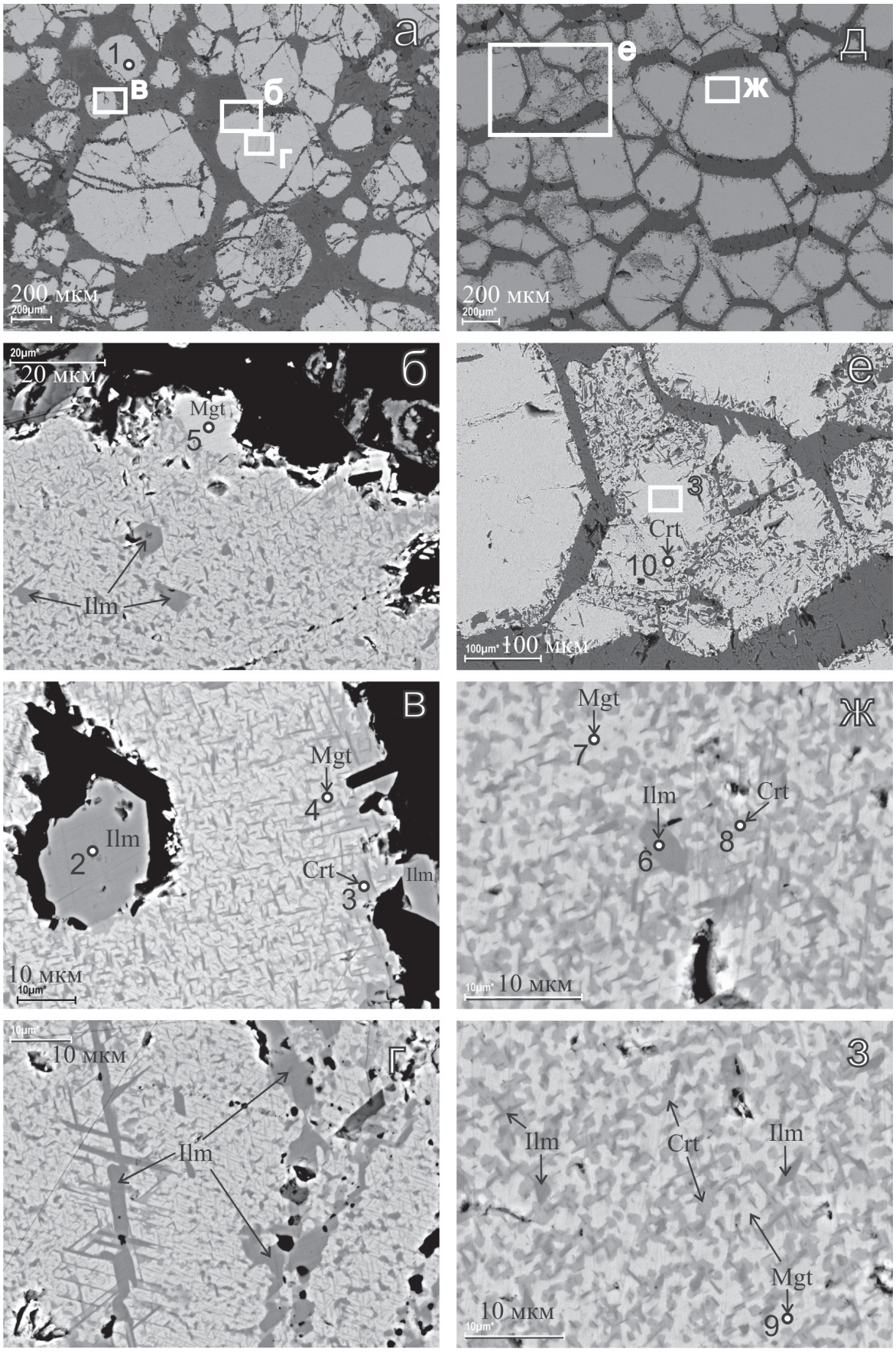


Рис. 2. Структуры распада твёрдого раствора в хромититовых шлирах. Фотографии комбинированных шлифов (а-г - проба № 1, д-з - проба № 2) в обратно-рассеянных электронах с указанием точек рентгено-спектрального анализа минералов.

При последующем микроскопическом изучении хромититовых шлиров были выявлены структуры распада твёрдых растворов, образованные выделениями ильменита, магнетита и хромита, - явление достаточно редкое в породах основного-ультраосновного ряда [2]. Ильменит в структуре распада представлен в виде пластинчатых, округлых и неправильной формы выделений, различного размера и ориентировки. Кроме того, ильменит встречается в виде отдельных относительно более крупных зёрен, часто находящихся в краевой части рудных агрегатов. Крупные выделения ильменита (рис. 2 В, Ж) характеризуются более высокими содержаниями TiO_2 (до 51.35 мас. %), в отличие от ильменита структур распада (TiO_2 = 47.10 мас. %). Для ильменита структур распада свойственны значительные примеси Cr_2O_3 и MnO (табл. 1).

Структура распада твёрдого раствора, представленная ассоциацией хромита и магнетита, слагает основную часть рудных зёрен. По структурно-морфологическим признакам в образцах двух разных жил наблюдается некоторое различие в характере выделений хромита и магнетита. В густовкрапленной разности (проба № 1) четко видна решётчатая структура распада (рис. 2 В, Г), а в массивном хромитите (проба № 2) – пятнистая структура распада с более крупными выделениями фаз (рис. 2 Ж, З).

Таблица. 1. Результаты рентгено-спектрального анализа Cr-Fe-Ti минералов.

Компо-неты, мас.%	Проба № 1					Проба № 2				
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	Ilm	Ilm	Crt	Mgt	Mgt	Ilm	Mgt	Crt	Mgt	Crt
MgO	1.44	-	-	-	-	-	-	-	-	0.95
Al_2O_3	-	-	5.78	1.23	0.49	-	1.32	5.35	1.02	5.22
SiO_2	0.49	-	0.51	0.36	0.49	-	-	-	-	0.73
CaO	-	-	0.17	0.14	-	-	0.21	-	-	0.22
TiO_2	51.35	50.15	4.62	3.39	0.42	47.10	4.55	4.50	2.59	1.07
V_2O_5	-	-	-	-	1.07	-	-	-	0.96	1.23
Cr_2O_3	1.42	0.88	34.05	9.69	2.50	2.84	10.63	28.18	9.51	51.02
MnO	1.05	1.1	1.07	-	-	1.74	0.84	1.34	0.53	1.37
ΣFeO	49.39	48.80	52.55	79.98	91.32	47.91	83.40	58.79	83.18	41.23
ZnO	0.19	-	0.55	0.12	-	-	0.12	0.72	0.11	0.78
NiO	-	-	-	-	0.20	-	-	-	0.11	-
Сумма	105.33	100.92	99.31	94.91	96.49	99.58	101.08	98.89	98.03	103.82

Примечание: ΣFeO = $FeO+Fe_2O_3$. Анализы выполнены на микрозондовом анализаторе Cameca MS-46 (ГИ КНЦ РАН, аналитик Е.Э. Савченко).

По результатам рентгено-спектрального анализа хромитовая составляющая структур распада в обоих образцах сходна по составу и представлена титанохромитом и титаноферрихромитом, характеризуется высокой железистостью, высокими концентрациями TiO_2 (до 4.62 мас. %), примесями ZnO и MnO. Более крупные зёрна хромита отвечают по составу собственно хромиту, значительно отличаются высокой хромистостью и меньшим содержанием TiO_2 (1.07 мас. %) (табл. 1).

Магнетит структур распада представлен хроммагнетитовой разностью с повышенным содержанием TiO_2 (от 2.59 до 4.55 мас. %) и Cr_2O_3 (от 9.51 до 10.63 мас. %). Более крупные выделения магнетита на краю рудных агрегатов (рис. 2б) имеют более чистый состав, характеризуются низкими концентрациями TiO_2, (0.42 мас. %) и Cr_2O_3 (2.50 мас. %). Кроме того, в магнетите установлена незначительная примесь NiO (до 0.20 мас. %) (табл. 1).

Подобные структуры распада твёрдых растворов отмечались ранее при описании хромшпинелидов умбареченско-имандровского комплекса. Составы имандровских хромшпинелидов также не попадают в область гомогенных твёрдых растворов, при снижении температуры после их кристаллизации претерпевают распад с образованием двух фаз хромитового и шпинелевого составов [1, 3]. В хромититовых шлирах Мончегорского плутона, в отличие от имандровских хромититов, обнаружена трёхкомпонентная структура распада, которая представляет большой интерес и требует дальнейшего изучения.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 11-05-00061-а.

Список литературы

1. Зайцева Т.С. Минералого-геохимические особенности рудообразующих хромшпинелидов Имандровского расслоенного массива (Кольский полуостров) // Диссертация на соискание уч. степени к.г.-м.н. - 2002. – С. 138.

2. Плаксенко А.Н. Типоморфизм акцессорных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций. – Воронеж: Изд-во ВГУ. - 1989. – 224 с.

3. Урусов В.С., Карабцов А. А. О стабильности хромит-магнетитовых шпинелей // Минералогический журнал. 1983. - Т. 5, № 1. - С. 3-16.

ВЫЩЕЛАЧИВАНИЕ МИНЕРАЛЬНЫХ КОМПОНЕНТОВ ШУНГИТОВЫХ ПОРОД В СРЕДАХ РАЗЛИЧНОЙ КИСЛОТНОСТИ

Рожкова В.С.
Учреждение РАН Институт геологии КарНЦ РАН г. Петрозаводск, vrozhk@krc.karelia.ru

Введение. Шунгитовая порода - природный композиционный материал с ультрадисперсным распределением минералов в аморфной углеродной матрице. В состав минеральной части шунгитовых пород входят различные алюмосиликаты (слюды, полевые шпаты, хлориты, пироксены, амфиболы), кварц, рудные минералы: пирит, сфалерит, халькопирит и др.

Шунгитовые породы широко используются в качестве наполнителей фильтров для очистки воды от органических и неорганических веществ. Ранее показано, что шунгитовые породы различного генезиса имеют различный характер взаимодействия с водой, при этом значения pH водных вытяжек могут варьировать от 3 до 5 в зависимости от месторождения. [3]. Кислотно-основные свойства среды определяют подвижность и форму нахождения в растворе многих элементов, в том числе и токсичных [1].

Цель данной работы – исследование процессов взаимодействия шунгитовых пород с водой, а также с водными растворами кислот и щелочей с заданными значениями pH и определение перехода в раствор компонентов минеральной части шунгитовых пород при различных значениях pH раствора.

Объекты и методы исследования. Для исследования были выбраны шунгитовые породы различного генезиса (Зажогино, Лебещина, Карнаволок), с примерно одинаковым содержанием углерода (~30%), но отличающимся минеральным составом (Табл. 1).

Таблица 1. Результаты химического анализа исследованных шунгитовых пород

Образец	Компоненты											
	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3/ FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	C *	P_2O_5	S
Зажогино	57,04	0,29	4,59	1,62/ 0,63	0,02	1,06	0,01	0,16	1,58	31	0,07	1,43
Лебещина	30,99	0,42	6,96	6,49/ 2,93	0,1	5,46	2,83	1,82	0,22	35	0,07	0,76
Карнаволок	35,40	0,64	7,60	2,81/ 0,18	0,01	0,78	0,25	0,1	3,81	36	0,2	0,11

*данные дериватографического анализа

Шунгитовые породы фракцией 1-3 мм заливались в соотношении 1:10 дистиллированной водой (pH 5,9), а также слабо концентрированным раствором смеси соляной, серной и азотной кислот (pH 3,1) и перенасыщенным раствором карбоната кальция и магния (pH 9,7). В этих растворах периодически измерялось значение pH и определялся химический состав. Геохимический анализ проб исходных шунгитовых пород и химический анализ растворов, образующихся в результате их контакта с модельными растворами, проводился методом ICP-MS (масс – спектрометр X-Series2- Thermo scientific) в аналитической лаборатории Института геологии Кар НЦ РАН.

Параллельно, для исследования изменения состава и морфологии, аншлифы этих же пород выдерживались в тех же растворах (вода, растворы щёлочи и кислот) а затем исследовались на сканирующем электронном микроскопе VEGA 11 LSH фирмы TESCAN с энергетической анализирующей приставкой INCA Energy фирмы OXFORD Instruments.

Результаты и обсуждение. Все исследуемые породы понижают pH дистиллированной воды в первые сутки, а после 5 суток кислотность раствора практически не меняется. При этом для месторождения Зажогино pH падает до 2.7, а для Карнаволок и Лебещина соответственно до 5,01 и 4,34. В растворе кислот изменение pH для этих же пород имеет другой характер. Так для Зажогино значение pH уменьшается до 2,6 и это значение сопоставимо с pH водного раствора. Карнаволок и Лебещина в течение первых 5 суток увеличивают значения pH. Значения pH щелочного р-ра практически не изменились (рис.1).

Исследования химического состава растворов, образовавшихся при контакте шунгитовых пород с модельными растворами кислот , щёлочи, а также с дистиллированной водой, показали, что для всех исследованных шунгитовых пород наблюдается зависимость перехода в растворимую форму элементов, содержащихся в минеральной части породы от кислотности среды. Эта зависимость в основном сохраняется для всех трёх исследованных пород. В таблице 2 представлено содержание в различных растворах некоторых элементов шунгитовых пород.

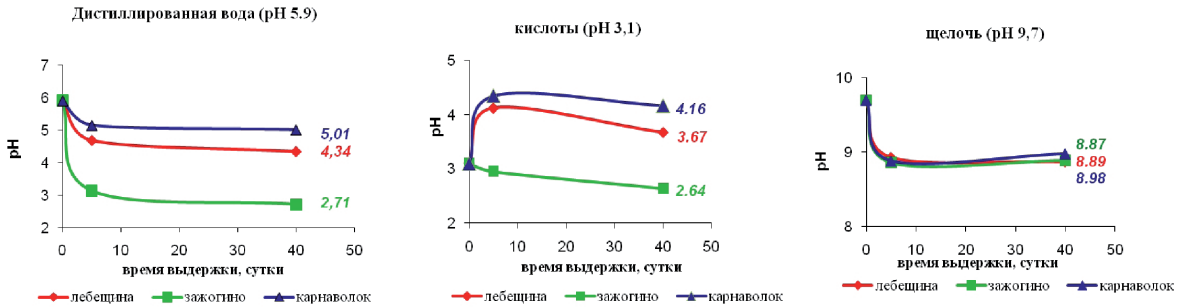


Рис. 1. Изменения pH исследуемых растворов.

Таблица 2. Сравнительный анализ выщелачивания элементов исследованных шунгитовых пород в средах различной кислотности (в мкг/л), ПО – предел обнаружения.

Эл-ты	Карналолок			Лебещина			Зажогино		
	К-та pH 4,34	Вода pH 5,15	Щел. pH 8.98	К-та pH 4,12	Вода pH 4,68	Щел. pH 8.89	К-та pH 2,95	Вода pH 3,13	Щел. pH 8.87
Al	240	20	76	1005	21	16	21220	17960	9
Na	858	872	1215	2440	2390	2337	1237	1124	985
K	2159	1443	1118	647	484	550	964	789	614
Fe	765	1560	17	5115	244	≤ ПО	19580	17630	17
Cu	13	26	1	91	16	7	1462	1328	4
Ti	0,39	0,23	1,77	0,74	0,58	0,82	≤ ПО	1,21	1,22
Mn	190	53	4	613	162	5	570	595	6
As	7	≤ ПО	20	≤ ПО	≤ ПО	3	6	7	11
V	0,2	≤ ПО	6,7	≤ ПО	≤ ПО	3	≤ ПО	2	5
Ni	51	9	0.3	307	103	1	3403	3365	2
Zn	266	107	≤ ПО	526	169	8	3614	3530	≤ ПО

Для месторождения Зажогино растворы, получаемые после выдержки в воде и кислоте, имеют близкие значения pH, при этом концентрации элементов, перешедшие в эти растворы одинаковые. Повышенная кислотность может увеличить растворимость различных соединений, например сульфидов. Эти процессы можно рассмотреть на примере пирита. В элементном составе пирита после выдержки в воде появляется кислород, что свидетельствует о процессах окисления, происходящих на его поверхности, хотя визуально при этом увеличении изменения не видны (рис.1) (Табл.3).

Таблица 3 Элементный состав пирита (масс.%) после выдержки в растворах различной кислотности

Время выдержки, сутки	Вода (pH=5.6)			Кислота (pH=3)		
	S	Fe	O	S	Fe	O
0	55,32	44,11		55,60	44,40	-
10	51,72	42,32	5,40			
60	41,82	40,53	17,65	54,39	45,61	-
110	27,50	41,18	30,49			
180	29,84	41,21	28,95	53.70	46.30	
480	12,69	49,73	37,58			

Пирит в воде не растворим [2] и в нейтральной среде окисляется кислородом воздуха, растворённым в воде, по уравнению:

$FeS_2 + O_2 + H_2O \rightarrow 2\ FeSO_4 + 2H_2SO_4$

Сульфат железа (II) растворяется в воде, железо окисляется до степени окисления +3, гидролизуется. В результате образуется смесь оксидов и гидроксидов железа(II) и (III), нерастворимых в воде и образующих пленку на поверхности пирита. С образованием такой ингибирующей плёнки, затрудняющей диффузию кислорода к поверхности пирита, связано уменьшение скорости окисления [4].

После выдержки пирита в слабоконцентрированном растворе смеси кислот (азотной, серной, соляной) изменений в элементном составе (появление кислорода) на поверхности пирита не наблюдается, хотя хорошо видно, что пирит интенсивно разрушается (рис 3).

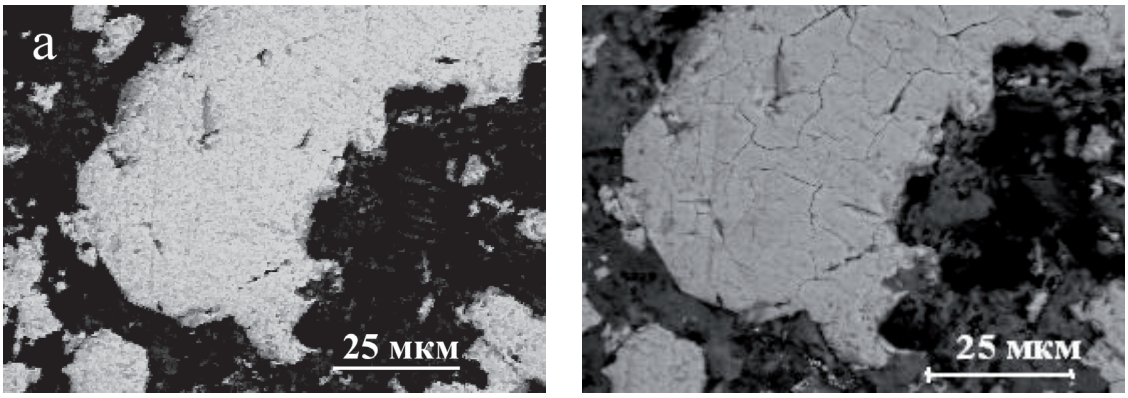


Рис.2. Растровые электронномикроскопические снимки пирита в исходном состоянии (а) и после 480-дневной выдержки в воде (б).

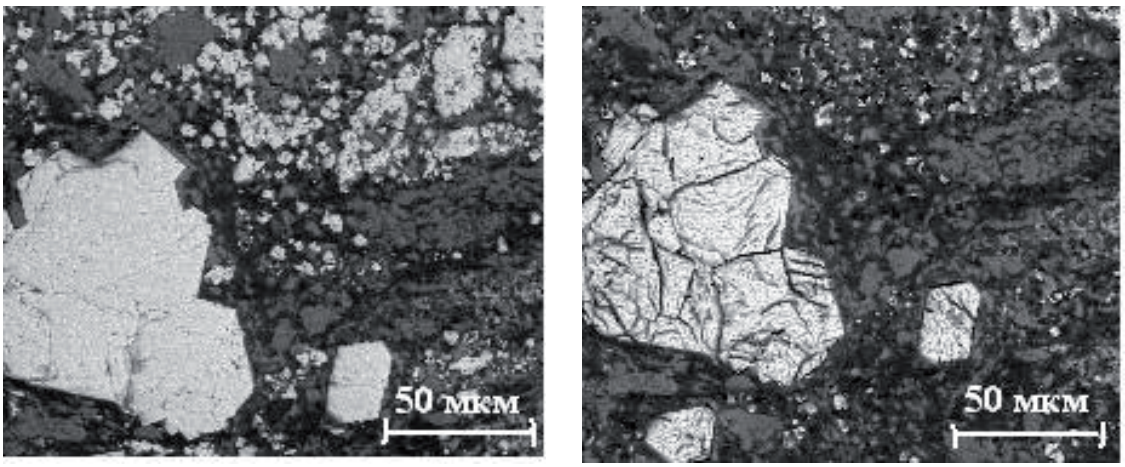


Рис.3 Растровые электронномикроскопические снимки пирита в исходном состоянии (а) и после 180-дневной выдержки в растворе кислот (б).

В растворах кислот пирит окисляется кислородом, содержащимся в воде. В результате этого образуются гидрооксиды железа, которые реагируют с кислотами, содержащимися в растворе с образованием водорастворимых солей. Также пирит может разлагаться азотной кислотой, содержащейся в смеси используемых кислот, с образованием водорастворимого нитрата железа.

$2FeS_2+2HNO_3+4O_2=Fe_2(SO_4)_3+H_2SO_3+2NO$ [4]

Такие интенсивные процессы разрушения пирита в кислой среде приводят к образованию водорастворимых соединений Fe, Zn, Co, As, Ni, Cu и других элементов, сосредоточенных первоначально в породе в виде сульфидов.

Выводы. Шунгитовые породы изменяют кислотность водных растворов кислот и щелочей, эти изменения имеют различный характер для каждой исследованной шунгитовой породы.

Выщелачивание компонетов минеральной части шунгитовых пород разного генезиса зависит от кислотности среды. Это связано с изменением хода процессов гидролиза отдельных минералов в различных растворах.

Список литературы.

1. Оллиер К. Выветривание. М. Недра, 1987.
2. Рабинович В.А., Хавин З.Я. «Краткий химический справочник» *Л.*: Химия, 1977
3. Рожкова В.С., Кочнева И.В., Ковалевский В.В. Минералогическое исследование процессов взаимодействия шунгитовых пород с водой // Геология и полезные ископаемые Карелии, Вып.11. Петрозаводск. 2008. С. 242-247.
4. Lowson R. Aqueous oxidation of pyrite by molecular oxygen. //Chem. Rev., 1982, v. 82, № 6, p. 461-497.

МЕТОД РЕНТГЕНОВСКОЙ РЕФЛЕКТОМЕТРИИ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПОРИСТОСТИ АНАЛЬЦИМА

Уляшев В.В.
Институт геологии Коми научного центра Уральского отделения РАН, Сыктывкар, vaskom77@mail.ru

Рентгеновская рефлектометрия представляет собой метод исследования веществ, основанный на измерении их отражательной способности в рентгеновском диапазоне длин волн и использующий явление полного внешнего отражения рентгеновских лучей [3]. Данная методика в последние годы используется в химии, физике и материаловедении для описания и изображения поверхностей, тонких плёнок и многослойных структур, поверхностей раздела сред.

Применим метод рентгеновской рефлектометрии в минералогии для изучения пористости минерала, на примере анальцима $Na_2[Al_2Si_4O_{12}](H_2O)_2$. Эти поры достаточно велики, чтобы в них поместить небольшие кластеры, которые удерживаются за счёт Ван-дер-ваальсового взаимодействия. Поры заполняются введением добавляемого вещества в расплавленном состоянии. Таким образом, можно получить маломерные наноструктурированные тела [2].

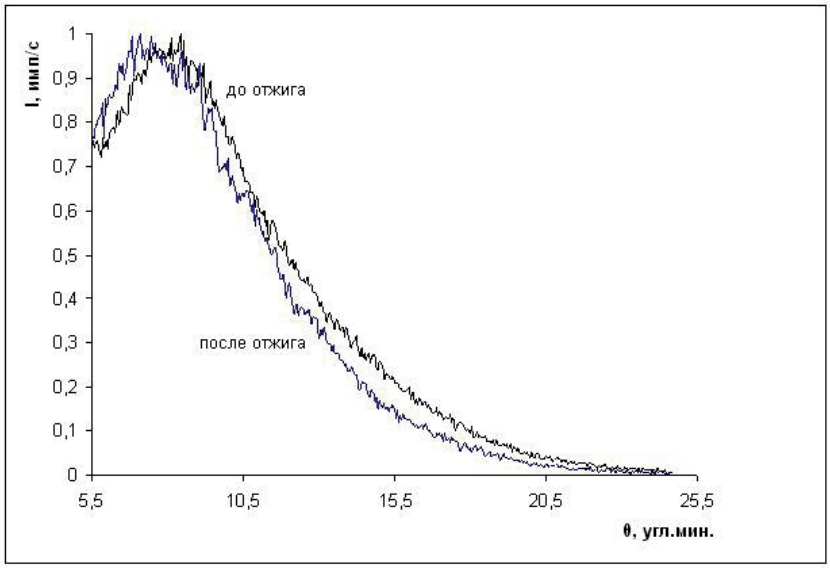


Рис. 1. Экспериментальные рефлектограммы: чёрная – до отжига; синяя – после отжига.

На рисунке 1 представлена рефлектограмма анальцима.

Из рисунка (чёрная рефлектограмма) находим экспериментальный критический угол ($\theta_{экс.кр}$), находится он на половине интенсивности, и равняется $\theta_{экс.кр}$= 11,93 угл.мин. Погрешность экспериментального критического угла равна $\Delta\theta$ = 0,02 угл.мин. Для того, что бы определить пористость нам надо знать ещё теоретический критический угол, который расчитывается по формуле Френеля $\theta_{тер.кр}$= 13,37 угл.мин.

Зная экспериментальный и теоретический критические углы, по формуле $\theta_{экс.кр.} = \theta_{тер.кр.}(1 - p)^{1/2}$ (1) вычислим пористость p [1], в нашем случае получаем p = 0,21, в процентах p ≈ 21%, погрешность составляет 1%.

Далее рассмотрим случай эталона, т.е. будем исследовать рефлектограмму отожженного анальцима, которая представлена на рис. 1 (синяя). На рефлектограмме хорошо видны различия до отжига и после, критический угол эталона сместился в малую угловую область и равен $\theta_{экс.кр}$= 11,49 угл.мин. По приведённой выше формуле (1) вычислим пористость отожженного минерала p ≈ 27%. Таким образом, отжиг привёл к возрастанию пористости. На данный момент пока нет строгого объяснения этого эффекта. Можно предположить, что во время отжига произошел частичный фазовый переход в приповерхностной области минерала.

Список литературы

1. Ломов А. А., Бушуев В. А., Караванский В. А.. Исследование шероховатостей поверхности и границ раздела пористого кремния высокоразрешающими рентгеновскими методами. // Кристаллография, 2000, том 45, № 5, с. 915 — 920.
2. Оуэнс. Ф. Нанотехнология. М.; Техносфера 2006, 336с.
3. Синайский В. М., Сиденко В. И.. Рентгеновская рефлектометрия (обзор). // ПТЭ. ЗЧ 6, 1974, с. 5 - 13.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ СКАРНОВ И РУД ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОРДОННОЕ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)

Федосеев Д.Г., Гвоздев В.И.
Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, Dmitry_Fedoseev@bk.ru

Месторождение Кордонное расположено в центральной части Приморского края в Малиновском рудном поле, которое перспективно на вольфрамовое оруденение. В настоящий момент здесь в разной степени изучены скарновые месторождения Скрытое и Кордонное, а также известно ряд гидротермальных рудопроявлений с молибден-вольфрамовой (Легкое и Александровское), оловянной и оловянно-полиметаллической минерализацией.

В геологическом строении района и месторождения Кордонного принимают участите породы Самаркинской аккреционной призмы юрского возраста, слагающие олистостромовую толщу. Матрикс этой толщи представлен алевролитами, песчаниками, сланцами, туфопесчаниками, вулканогенными породами (спиллиты, базальты и др.), а олистолиты – блоками, пластинами карбонатно-кремнистых пород [4, 5].

Магматические породы района подразделены на три комплекса (Найденко и др., 2007 г): ***юрский*** (Кокшаровский) – пластовые тела габбро-диабазов, амфиболовых габбро, пироксенитов и др. (J_2); интрузивные тела габбро, пироксенитов, сиенитов (J_3); ***позднемеловой*** (Татибинский) – диориты (первая фаза), биотитовые гранодиориты, граниты, лейкограниты (вторая фаза); ***позднемеловой-палеогеновый*** (вулканический) – дациты, риодациты, андезиты, их туфы, игнимбриты и др. Вольфрамовая минерализация пространственно ассоциирует с гранитоидами второй фазы Татибинского комплекса, возраст которых 104 млн. лет [1].

Рудные тела на месторождении Кордонном представляют собой полого падающие горизонты (блоки, пластины, линзы) карбонатно-кремнистых пород, протяженностью в несколько сот метров, мощностью от менее 0,5 до более 2 м. Они сложены минеральными ассоциациями скарнов, грейзенов и сульфидных руд, которые характеризуют разновременные стадии минерализации.

Скарны представлены ассоциациациями скарнов (пироксеновые, пироксен-гранатовые и пироксен-гранат-волластонитовые) и околоскарновых пород (пироксен-плагиоклазовые и амфибол-плагиоклазовые). Околоскарновых пород выделены условно по присутствию их реликтов среди зон хлоритизированных и мусковитизированных пород на контакте скарнов с шеелит-сульфидно-кварцевыми прожилками.

Пироксеновые скарны наблюдались в зонах (до 0,5 м), сформировавшихся по известнякам и вулканогенно-осадочным породам.

В первом случае преобладают породы мономинерального состава, сложенные преимущественно геденбергитом. Они имеют зелёный, тёмно-зелёный цвет и неравномернозернистое строение (зерна от 0,01 мм до 1-1,5 см). Причём, более ранние генерации пироксена более мелкозернистые, по сравнению с поздними. К крупнозернистым участкам скарнов приурочены единичные зерна относительно идиоморфного шеелита. Следует обратить внимание, что для окварцованных и сульфидизированных участков скарнов амфибол мало характерен, а в гнёздах кварцевого состава пироксен часто имеет идиоморфный облик.

Во втором случае пироксеновые скарны наблюдаются преимущественно в виде реликтов или гнёзд (до 3 см) среди пород амфибол-сульфидно-кварцевого состава. Эти породы имеют серый, светло-зёленый цвет, среднезернистое строение (0,1-2 мм). Здесь пироксен по химическому составу более магнезиальный (салит) и интенсивно замещается амфиболом (тремолит - актинолитом), хлоритом, тальком, кальцитом и др.

Пироксен-гранатовые скарны были встречены на флангах скарново-рудных тел, сформировавшихся по мраморам. Они образуют гнезда (до 1-2 см; реликты) среди пироксеновых скарнов. Участки пироксен-гранатового состава имеют бурый, буро-коричневый цвет, массивную текстуру. В их составе преобладает пироксен (салит) и гранат (гроссуляр); редко встречаются амфибол и везувиан. В везувиане отмечаются более высокие содержания титана (до 3,5 мас.% TiO_2) по сравнению с гранатом (до 0,6 мас.% TiO_2). В местах наложения на скарны сульфидного оруденения по гранату развивается эпидот (клиноцоизит) и карбонат. Следует отметить, что в участках руд с полиметаллическим оруденением в скарнах встречается андрадит, а пироксен содержит более высокие концентрации марганца (до 10% иохансенитового минала).

Пироксен-гранат-волластонитовые скарны встречаются крайне редко. Они наблюдались в виде зон (до 1-2 см), прожилков (менее 1 мм), гнезд (до 3 мм) сформировавшихся по мраморам и кремнистым породам или оторочек (до 1-2 мм) на контакте мраморов с пироксеновыми скарнами. В минеральном составе преобладает волластонит, иногда пироксен (диопсид-салит),

гранат; крайне редко встречается везувиан, который образует тесные срастания с гранатом.

Пироксен-плагиоклазове околоскарновые породы, вероятно, слагали маломощные (не более 2-3 см) зоны на границе пироксеновых скарнов и биотитовых роговиков. В шлифах эти породы наблюдаются в виде реликтов (до 0,5 см) среди сильно изменённых пород хлорит-кальцит-мусковит-кварцевого состава. Реликты представляют собой обломки вмещающих пород мелкозернистого (зерна менее 0,01 мм) строения, сложенные преимущественно кварцем, реже полевым шпатом, пироксеном. По мере приближения к зонам пироксеновых скарнов в составе прожилков уменьшается количество амфибола и кварца. Судя по показателю преломления, плагиоклаз представлен андезином; который часто замещается тонкозернистым (менее 0,01 мм) агрегатом кальцита и мусковита; пироксен – диопсид-салит. Соотношение количества пироксена и плагиоклаза изменяется в широких пределах: соотношения - от 1:5 до 5:1.

Афмибол-плагиоклазовые околоскарновые породы, как и предыдущие, встречаются в виде реликтов. Они сложены преимущественно (70-80%) плагиоклазом (часто замещён кальцит-мусковитовым агрегатом) и амфиболом (актинолит). Наличие таких пород выделено условно по аналогии с другими месторождениями. Возможно, что образование амфибол-плагиоклазовых пород связано с формированием более поздних стадий минерализации.

Ассоциации грейзенов являются более ранними по отношению к ассоциациям сульфидныхм руд и имеют на месторождении подчинённое распространение. Среди них выделены мусковит-кварцевая и шеелит-апатит-кварцевая ассоциации.

Мусковит-кварцевая ассоциация наблюдалась в виде зон небольшой мощности (до 0,05 м) в изменённых гранитах или участках пород кремнистого состава. Породы сложены преимущественно кварцем (от 85 до 95%), мусковитом (5-15%); встречаются хлорит, апатит, шеелит. Два последних образуют пойкилитовую вкрапленность в кварце. Размеры зёрен апатита – не более 0,01 мм; шеелита – до 0,1 мм. Видимой связи этой ассоциации с сульфидным оруденением не установлено.

Шеелит-апатит-кварцевая ассоциация наблюдалась в виде реликтов, гнёзд (до 1 см) среди массивных шеелит-сульфидных руд. Минеральный состав варьирует в широких пределах: кварц от 40 до 90%, апатит от 1 до 10%, шеелит – от единичных зёрен до 60%. Шеелит и апатит имеют идиоморфные кристаллы размером, не превышающим 0,3 мм. Во вкрапленных рудах эти минералы наблюдаются в виде пойкилитовой вкрапленности в кварце или в срастании с ним (гипидиоморфнозернистая структура); в массивных рудах структура идиоморфнозернистая.

Сульфидные руды широко распространены на месторождении. Среди них можно выделить арсенопиритовую (мышьяковая), халькопирит-пирротиновую (медно-колчеданная), сфалерит-галенитовую (полиметаллическая) и пирит-карбонат-кварцевую (колчеданную) ассоциации.

Арсенопиритовая ассоциация имеет ограниченное распространение (не более 5% объёма руд). В её составе преобладает кварц (до 90-95%) и арсенопирит (до 30-50%); наблюдается в виде отдельных зон небольшой мощности (до 1 м), часто пространственно тяготеет к участкам грейзенизированных гранитов или участкам руд, где проявлена шеелит-апатит-кварцевая ассоциация. В таких зонах широко развит пирит, который сформировался метасоматически за счёт пирротина. Арсенопирит интенсивно раздроблен трещинами (до 1 мм), которые нередко заполнены кварцем, карбонатом, пирротином, халькопиритом, галенитом и висмутовыми минералами более поздней полиметаллической ассоциации. Шеелит в этой ассоциации не наблюдается, хотя его присутствие не исключено. Из породообразующих минералов в этой ассоциации присутствуют апатит, хлорит, амфибол.

Халькопирит-пирротиновая ассоциация преобладает в рудах месторождения (до 95% объёма сульфидных руд). Её состав варьирует в широких пределах и во многом определяется составом вмещающих пород. Так, по пироксеновым скарнам образовались руды, в которых наблюдается значительное количество амфибола (до 40-60%); причем по диопсидовым скарнам образуется тремолит, а по геденбергитовым – актинолит. Существенно кварцевый состав типичен для руд, сформировавшихся по зонам кремнистых пород. В ассоциации встречается апатит, сфен, шеелит. Основные концентрации шеелита в рудах месторождения связаны с проявлением этой ассоциации. Из сульфидов в ассоциации преобладает пирротин (до 70%); в незначительных количествах присутствует халькопирит (до 1%), сфалерит.

Сфалерит-галенитовая ассоциации имеет подчинённое распространение (не более 1%). Она представлена кварцевыми прожилками, в минеральном составе которых преобладает кварц (до 90%), сфалерит (до 20%) и галенит (до 5%); встречаются пирит и арсенопирит. Пространственно эти прожилки тяготеют к зонам с прожилками арсенопиритового состава. Здесь часто наблюдаются скопления висмутовых минералов, представленных преимущественно самородным висмутом, висмутином и свинцово-висмутовыми сульфосолями. К числу висмутсодержащих

минералов следует относить и галенит, который содержит до 4 мас. % висмута. Шеелит в этой ассоциации не наблюдается.

Пирит-карбонат-кварцевая ассоциация завершает процесс рудообразования на рудопроявлении. Она слагает тонкие прожилки и зонки (до 1 см) в халькопирит-пирротиновых рудах. Пирит отлагается метасоматически по пирротину, причем нередко встречаются идиоморфные метакристаллы новообразованного пирита размером до 0,5 см. Из рудных минералов встречаются марказит, реже магнетит. Последний образует субграфические срастания с пиритом; из нерудных минералов кроме кварца и карбоната встречаются хлорит и эпидот.

По совокупности геологических признаков (литологический состав юрской аккреционой призмы; возраст массивов гранитоидов Татибинского комплекса), морфологии рудных тел и их минеральному составу можно предположить, что формирование этого района происходило в режиме трансформной окраины [3], что является благоприятным фактором для образования скарновых месторождений шеелит-сульфидного типа в изученном регионе, таких как Лермонтовское и Восток-2 [2].

Работа выполнена при поддержке грантов ДВО № 09-2-СУ-08-002; №09-III-08-400.

Список литературы

1. Аленичева, А.А., Сахно В.Г., Салтыкова Т.Е. U-Pb и Rb-Sr изотопное датирование гранитоидов Татибинской серии плутонического пояса Центрального Сихотэ-Алиня // Докл. АН. 2008. Т. 420, № 1. С. 70-75.

2. Гвоздев В.И. Рудно-магматические системы скарноых шеелит-сульфидных месторождений Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2010. 338 с.

3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн. / под ред. А.И. Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006. 981 с.

4. Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток; Дальнаука. 2006. 239 с.

5. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука. 2000. С. 5-34.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ ОСОБЕННОСТЕЙ МОРФОЛОГИИ ЭЛЕКТРОХИМИЧЕСКОГО ОСАДКА МЕДИ, ПОЛУЧЕННОГО В ОБЛАСТЯХ ТЕМПЕРАТУРНЫХ АНОМАЛИЯХ СКОРОСТИ РОСТА

Хазикова Л. А., Бочаров С. Н.
[1]СПБГУ, Санкт Петерберг, lupin91@mail.ru , bocharovsergei@mail.ru

Форма кристаллов существенно зависит от условий, при которых он сформировался (концентрация раствора, скорость роста граней, время кристаллизации, величина движущей силы). Она является одним из важнейших свойств природных минералов, а её особенности используются для реконструкции условий минералообразования. Так, ряды изменения морфологии цирконов широко используются для определения температурных параметров среды кристаллизации [5]. На основе морфологии пирита, проявления октаэдрического и пентагон-додекаэдрического габитуса, строят прогнозы о приближении к коренным месторождениям золота, а также выделяют зоны дорудной, предрудной и рудной пиритизации [4]. В то же время, в литературе имеются статьи, в которых показано немонотонное изменение формы отдельных монокристаллов с температурой в областях кинетических аномалий [1]. Подобного немонотонного изменения морфологии можно ожидать и для других систем, у которых известны кинетические аномалии, например, электрокристаллизации меди [2,3]. Однако, в этом случае, требуется отработка методики количественного анализа такого поликристаллического осадка.

Для отработки методики количественного анализа кристаллов, мы привлекли метод атомно-силовой микроскопии, результаты которого могут быть подвергнуты статистическому анализу программными средствами. Образцы были получены при электрохимическом измерения скорости роста при фиксированных условиях (концентрация раствора, время осаждения,

значение равновесного потенциала). В экспериментах использовались температуры, соответствующие максимумам (48.8 и 49.6 °С) и минимумам (49.2 °С) скоростей роста кристаллов меди.

Электрохимический осадок меди, полученный при осаждении при разных температурах, был изучен ex-situ методом атомно-силовой микроскопии (рис. 1, 2, 3).

Видно, что он морфологически различен. Его анализ проводился в два этапа. На первом этапе, анализ проводился на качественном уровне, поскольку АСМ позволяет с высоким разрешением изучить топографию поверхности электрода. При качественном анализе изображений, было установлено, что при температуре 48.8 °С поверхность покрыта ограненными одиночными кристаллитами удлинённой формы с размером 1–2 мкм и характеризующимися наличием преимущественной ориентировки (рис. 1). При температуре 49.2 °С (рис. 2), поверхность покрыта кристаллитами с размером 0.2–0.5 мкм. При температуре 49.6 °С поверхность покрыта хорошо ограненными одиночными кристаллитами с размером 1-10 мк, имеющими форму октаэдра (рис.3). На втором этапе, анализ был проведён на количественном уровне (статистическая обработка полученных изображений в программе NOVA). При количественном анализе морфологии электрохимического осадка были выявлены его характеристики (шероховатость поверхности по пяти максимальным высотам и впадинам (S_z, нм), размах высот (S_y, нм), величина средней шероховатости (S_a, нм), отклонение от среднего значения высот, (D)), наиболее чувствительные к изменению температуры и коррелирующие с кинетической кривой. Усреднённые результаты статистической обработки изображений приведены в таблице [6].

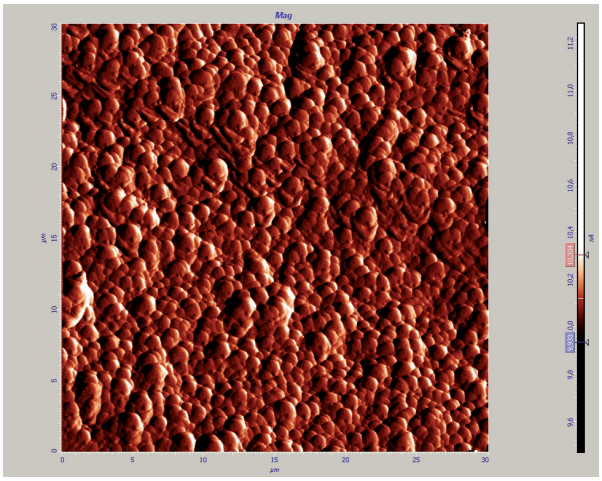


Рис.1. Поверхность электрода. $T_{осажд.}$=48.8 °С. Полуконтактный метод рассогласования.

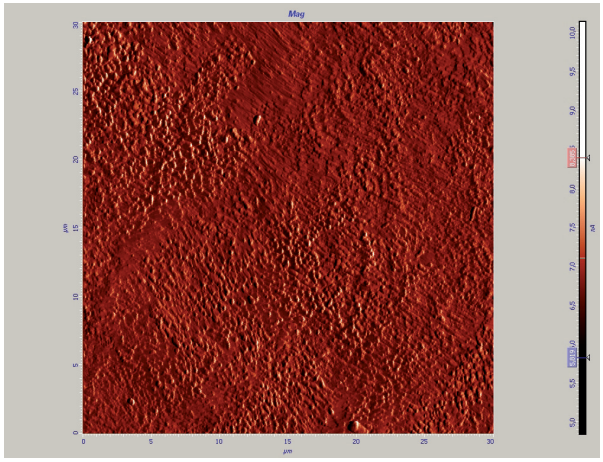


Рис.2. Поверхность электрода. $T_{осажд.}$=49.2 °С. Полуконтактный метод рассогласования.

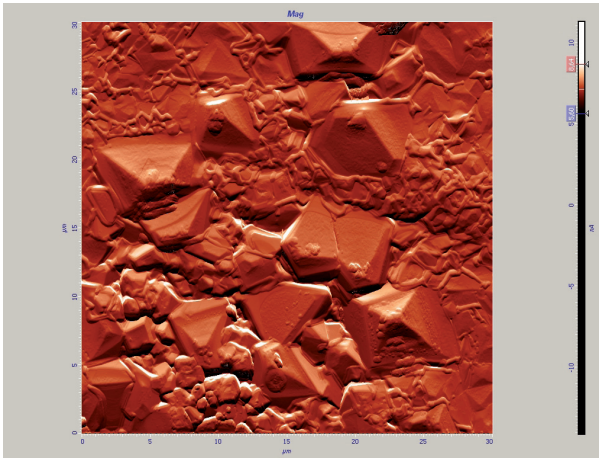


Рис.3. Поверхность электрода. $T_{осажд.}$=49.6 °С. Полуконтактный метод рассогласования.

Таблица. Статистические характеристики электрохимического осадка меди

Хар-ка	48.8, °С	49.2, °С	49.6, °С
Sz , nm	840	1335	820
Sa , nm	220	305	180
D	815	1250	1030
Sy ,nm	1680	2680	1635

Из таблицы видно, что параметры в областях максимумов при 48.8 и 49.6 °С близки между собой и отличаются от параметров для минимума 49.2 °С. При этом параметры для температуры 48.8 °С, кроме дисперсии, могут рассматриваться как промежуточные для температур 49.2 и 49 °С. Сопоставление полученных количественных характеристик со значениями силы тока (скорость

осаждения) показало (рис. 4), что они с температурой меняются антибатно и хорошо согласуются между собой. Так, скорость осаждения при температуре 48.8 °С является промежуточной, в то время как скорость роста при 49.2 °С - минимальной, а при 49.6 °С – максимальной [3].

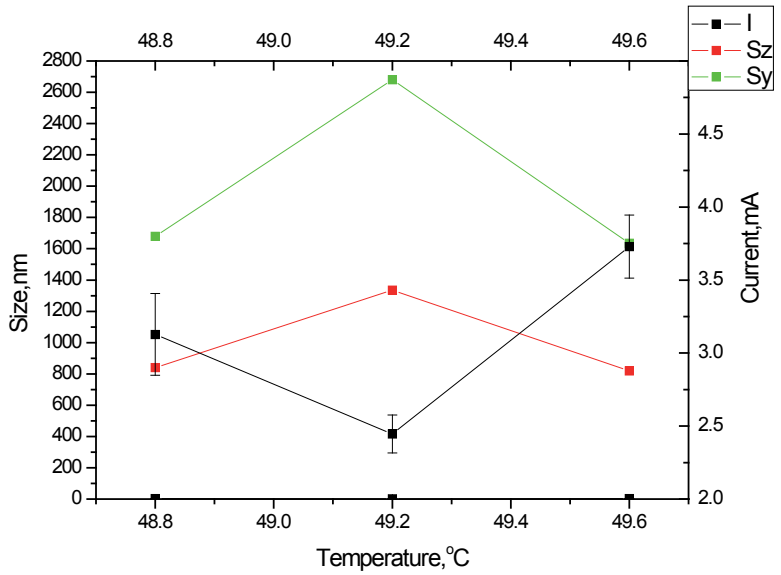


Рис.4. Некоторые статистические характеристики электрохимического осадка меди, изменяющиеся с температурой.

Таким образом, статистические характеристики морфологии электрохимического осадка меди меняются с температурой не монотонно и согласованно с кинетикой кристаллизации меди. Привлечение статистической обработки изображений позволило снизить влияние случайных ошибок, за счёт анализа большой площади изображения и усреднения результатов серии изображений, более детально описать характер изменения морфологии в зависимости от температуры, на численном уровне, а также повысить вопроизводимость и достоверность получаемых результатов.

Список литературы

1. Гликин А.Э., Бочаров С.Н., Кирьянова Е.В., Сипягин В. В. Аномалии скорости роста и огранение кристаллов хлората натрия // Зап. ВМО, № 2, 2003, с. 99-107.
2. Бочаров С.Н. Кинетические аномалии роста кристаллов как индикаторы структурных перестроек раствора // Вест. СПбГУ, сер. 7, вып. 3 (№23), 2004, с.16-21.
3. Бочаров С.Н., Гликин А.Э. Кинетические аномалии роста кристаллов: развитие методических подходов и интерпретаций // Кристаллография, т.53, №1, 2008, с. 147-153.
4. Евзикова Н. З. Поисковая кристалломорфология // М.: Недра, 1984, 143 с.
5. Pupin J.P., Turco G. Une tipologie originale du zircon accessorie // Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr. 1972, Vol. 95, pp. 348-359.
6. www.ntmdt.ru.

Геофизика

ИЗМЕНЕНИЕ ТЕРМАЛЬНОГО РЕЖИМА КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА В МЕЗОЗОЙСКОЕ ВРЕМЯ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПАЛЕОМАГНИТНОГО ИЗУЧЕНИЯ ДАЕК ДЕВОНСКОГО ВОЗРАСТА

Боцюн С.Б., Веселовский Р.В.
Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова,
геологический факультет, cla_ire@mail.ru

Введение. Дайковые комплексы, распространённые в пределах древних кратонов, несут значительную информацию об условиях становления и эволюции обширных изверженных провинций (Large Igneus Provinces - LIPs). Их изучение позволяет расшифровать (в том числе при помощи палеомагнитных исследований) особенности тектонических процессов, происходивших на различных стадиях развития докембрийских литосферных блоков.

Одной из областей развития LIPs является Балтийский щит и его северо-восточная часть, в пределах которой сосредоточены многочисленные магматические образования Кольской провинции палеозойского возраста. Только в пределах кольской части Балтийского щита закартировано более 5500 субвулканических тел, значительная часть которых представлена палеозойскими дайками щелочных пород и долеритов. Наличие достоверных, статистически значимых палеомагнитных данных по девонским дайкам Кольского полуострова позволяет не только восполнить существенный пробел в палеомагнитной базе данных для этой территории, приходящийся на интервал 400-320 млн. лет, но и, в совокупности с петрологическими, минералогическими и данными математического моделирования, даёт возможность делать выводы о геодинамическом режиме Восточно-Европейской платформы для данного времени.

Объекты исследования. С целью реконструировать тектоническую эволюцию Фенноскандинавского щита в интервале 400-350 млн. лет назад, летом 2009 г. совместно с сотрудниками Геологического института Кольского НЦ были проведены рекогносцировочные палеомагнитные исследования палеозойских (девонских) даек основного и щелочного состава, относимых к Баренцевоморскому, Печенгскому и Кандалакшскому дайковым роям [1]. Всего в ходе полевых работ было отобрано 523 ориентированных образцов из 50 палеозойских даек и вмещающих их пород.

Результаты палеомагнитных исследований. Анализ результатов магнитных чисток образцов показал, что большая часть изученных даек всех участков работ несёт палеомагнитную запись хорошего качества. В образцах даек естественная остаточная намагниченность может быть представлена одной, двумя или тремя компонентами. Низкотемпературная компонента намагниченности характеризуется направлением, близким к направлению современного поля в данном районе, т.е. является вязкой. Подробно останавливаться на её рассмотрении в настоящей работе мы не будем.

Направления остальных компонент намагниченности (средне- и/или высокотемпературных) локализуются в разных областях стереограммы (рис. 1) и могут быть рассмотрены в составе двух групп векторов, условно названных Pz и Mz.

Компонента намагниченности, векторы которой образуют группу Mz, установлена нами практически во всех изученных дайках долеритов баренцевоморского побережья, в районе г. Печенга и в щелочных лампрофирах южной части региона. Геохронологический возраст большинства этих объектов был определён как девонский [1]. В ряде образцов эта компонента намагниченности обнаруживается совместно с компонентами группы Pz, занимая среднюю часть спектра блокирующих температур, и имеет крутые положительные наклонения. Образцы из вмещающих архейских гнейсов, отобранные на удалении до нескольких сот метров от даек для проведения теста контакта, несут, как правило, исключительно одну компоненту намагниченности Mz.

С целью датирования выделенных компонент намагниченности соответствующие им полюсы сопоставлялись с фанерозойским участком кривой кажущейся миграции палеомагнитного полюса Восточно-Европейской платформы (КМП ВЕП) (рис. 2).

Палеомагнитный полюс, рассчитанный на уровне сайтов для среднего направления прямой и обращённой компонент намагниченности группы Pz, находится в непосредственной близости к среднедевонскому отрезку кривой КМП ВЕП [8] (рис. 2), что позволяет оценить, с большой степенью надежности, возраст компонент группы Pz как девонский. Наличие данного полюса несомненно представляет значимую ценность для проведения палеотектонических реконструкций, однако ниже останавливаться на его рассмотрении не будем.

Рассчитанный на уровне сайтов палеомагнитный полюс, отвечающий среднему направлению компоненты Mz (рис. 2), тяготеет к мезозойскому (юрскому) участку кривой КМП ВЕП, что может рассматриваться как прямое указание на время возникновения этой компоненты намагниченности.

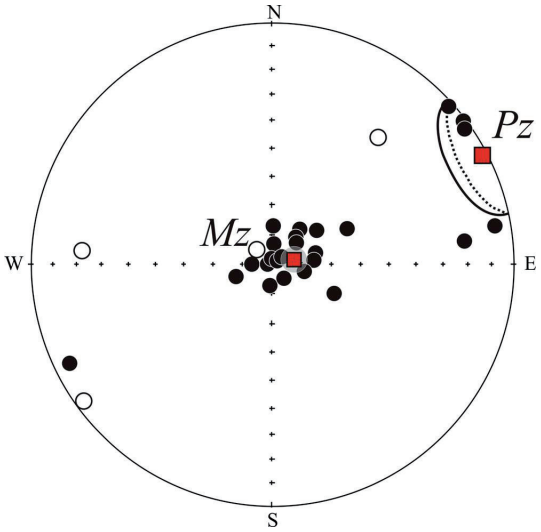


Рис.1. Распределение компонент намагниченности Pz и Mz в изученных дайках и их средние направления с кругами доверия. Залитые кружки обозначают проекции векторов на нижнюю полусферу, незакрашенные кружки – проекции векторов на верхнюю полусферу. Квадраты – средние направления.

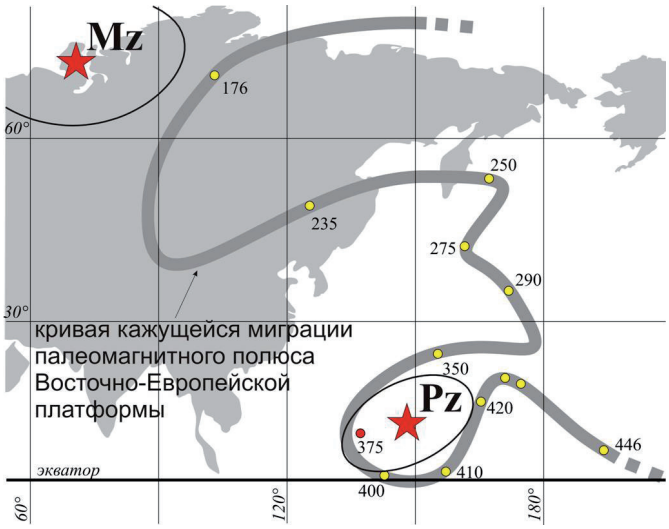


Рис 2. Фанерозойский отрезок кривой КМП ВЕП по данным [8] Звезды – положение виртуальных геомагнитных полюсов, рассчитанных для выделенных компонент Pz и Mz. Полюс, отмеченный красным – полюс для Главного девонского поля ВЕП

Палеомагнитный полюс полученный для компоненты Mz практически соответствует полюсу, рассчитанному на материале базальтов Скания [5], возраст которых оценивается в 170 млн. лет (K-Ar). Это служит ещё одним доводом в пользу именно юрского возраста компоненты Mz.

Таким образом, исследуемые дайки несут как первичную девонскую компоненту намагниченности, так и вторичную – мезозойскую.

Природа мезозойского перемагничивающего события. Как уже отмечалось, сравнение полученного полюса, отвечающий компоненте Mz, с кривой КМП ВЕП [8] указывает на его относительную близость к мезозойскому участку кривой (к полюсу, отвечающему возрасту 187 млн. лет). Это обстоятельство позволяет предположить раннеюрский возраст этой компоненты намагниченности. На настоящий момент в мировой литературе отсутствуют какие-либо геологические или геохронологические свидетельства мезозойских термальных событий, имевших место на территории Кольского полуострова, которые могли бы служить причиной появления намагниченности, связанной с компонентой Mz. Многочисленные изотопные датировки кольских даек и иных объектов Кольского полуострова, выполненные по слюдам и амфиболам с помощью наиболее чувствительного к термическому воздействию $^{40}Ar/^{39}Ar$ метода, не обнаруживают признаков нарушения этой изотопной системы постпалеозойскими процессами, температура которых, учитывая температуры закрытия K-Ar системы, не превышала 300-350 °C [1]. Вторичная природа этой компоненты вряд ли может быть поставлена под сомнение, так как она нередко встречается в среднетемпературном интервале, перекрывая частично или полностью высокотемпературную компоненту. Биполярность компоненты Mz (из 213 образцов, в которых она выделена, 10 образцов несут компоненту намагниченности, обратную Mz) может косвенно свидетельствовать о продолжительности гипотетического мезозойского термального события, достаточного для смены полярности (инверсии) геомагнитного поля.

Мезозой-палеозойское перемагничивание в пределах западной части Восточно-Европейской платформы отмечалось при палеомагнитных исследованиях ордовикских и девонских пород Ленинградской области [7], протерозойских даек Карелии [2] и палеозойских осадочных пород Эстонии [6].

Столь масштабное перемагничивание возможно связано с действием Баренцевско-Амеразийского (Амеразийского, Арктического) плюма и образованием в пределах области современного арктического бассейна обширного ареала юрско-мелового траппового магматизма или «большой магматической провинции» [4].

Мы предположили возможность прогрева Кольского региона снизу – т.е. действие нижнекоровой интрузии или сателлита Арктического плюма непосредственно под центром территории Кольского полуострова.

С целью проверки данной гипотезы было выполнено компьютерное моделирование тепловой истории, которое основывалось на численном решении уравнения теплопроводности. В общем случае оно имеет вид:

$$\frac{\partial(\rho cT)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(\lambda\frac{\partial T}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(\lambda\frac{\partial T}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left(\lambda\frac{\partial T}{\partial z}\right), \qquad (1)$$

где T – температура, ρ – плотность, c – теплоёмкость, λ – теплопроводность, x, y, z – пространственные координаты, t – временная координата.

Решение данного уравнения в двухмерном случае производилось с помощью метода конечных разностей с использованием явной численной схемы. Для решения одномерной задачи применялась неявная численная схема.

При одномерном моделировании, результаты которого приведены на рис. 3, в качестве начальных условий использовалось линейное распределение температур от 0 °С на поверхности до 400 °С на подошве коры, а в качестве граничных – 0 °С на поверхности и 800 °С на подошве коры (суммарная мощность коры при этом составляет 40 км). Интервал времени между начальным и рассчитанным конечным распределением температур, т.е время прогрева, составляло 20 млн. лет. На рис. 3 показаны расчётные кривые распределения температур на различных шагах вычислений. Цвет, которым нарисован график, соответствует временному шагу, на котором он получен (синим цветом отображена кривая начального температурного распределения, красным – конечного). Было построено две модели, имеющие одинаковые начальные и граничные условия, о которых было сказано выше. Разница между этими моделями обусловлена только параметрами среды, для которой производится расчёт распределения температур.

В первом случае была принята трёхслойная модель земной коры, все три слоя которой имели примерно одинаковую (около 13 км) мощность, постоянный коэффициент теплопроводности (3 Вт/(м*К)) и плотность, меняющуюся от 2.8 г/см^3 в верхнем слое до 2.95 г/см^3 в нижнем. При таких свойствах среды расчётное распределение стремится к линейному от 0 °С на поверхности и 800 °С на подошве коры (см. левый набор графиков на рис. 3), что означает присутствие на глубине 5 км (глубина, на которой предположительно могли находиться отобранные в рамках произведённых палеомагнитных исследований породы исходя из представлений о величине эрозионного среза) температур не более 100 °С. Таких температур недостаточно, для того, чтобы обеспечить полученное по результатам палеомагнитных исследований перемагничивание.

Во второй модели в структуре земной коры был добавлен слой мощностью 3 км, плотностью 1.7 г/см^3 и резко отличной относительно нижележащих слоев теплопроводностью. Такие значения физических параметров считаются соответствующими осадочным горным породам. Как видно из кривых распределений температур, показанных в правой части рис. 3, введение такого «осадочного» слоя в верхней части коры приводит к значительному увеличению градиента температур в его пределах, что, в свою очередь, обеспечивает наличие на глубине 5 км температур порядка 200 °С, что в большей степени (по сравнению с результатами первой модели) согласуется с предположением о возможном перемагничивании пород, располагавшихся на этой глубине.

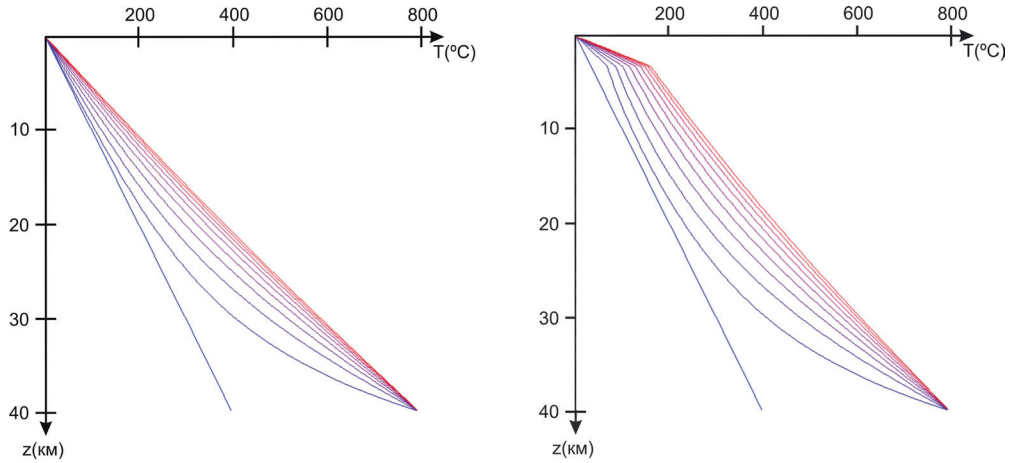


Рис. 3. Результаты одномерного моделирования тепловой истории. Синим цветом отображена кривая начального температурного распределения, красным – конечного.

Таким образом, главным выводом, полученным по результатам произведённого численного моделирования тепловой истории региона, является установление факта необходимости наличия относительно мощного осадочного чехла (слоя с повышенными значениями коэффициента теплопроводности) для обеспечения прогрева до достаточных для перемагничивания температур на соответствующих глубинах в течение временного этапа, на котором это перемагничивающее событие предполагается.

Заключение. В подавляющем количестве девонских даек обнаружены следы неизвестного ранее перемагничивающего события, имеющего, вероятно, термальную природу. Близость палеомагнитного полюса, соответствующего вторичной компоненте, к раннеюрскому полюсу Восточно-Европейской платформы, позволяет оценить время этого события как мезозой (средняя юра).

Вероятным источником юрского перемагничивания может являться Арктический (Амеразийский) плюм или его сателлит, с деятельностью которого связывается образование арктического океанического бассейна в юрско-меловое время. Физическая возможность подобного прогрева обоснована результатами численного моделирования тепловой истории Кольского полуострова.

Финансовая поддержка: программы ОНЗ-6, ОНЗ-7 и ОНЗ-8.

Список литературы

1. Арзамасцев А. А., Федотов Ж. А., Арзамасцева Л. В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита. – СПб.: Наука, 2009.
2. Лубнина Н.В. Восточно-Европейский кратон от неоархея до палеозоя по палеомагнитным данным: Автореф. дисс. … докт. геол.-мин. наук. Москва. 2009. 40 с.
3. Храмов А.Н., Шолпо Л.Е. Палеомагнетизм. Принципы, методы и геологические приложения палеомагнитологии – Л.: Изд-во Недра, 1967.
4. Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Мезозойский базальтоидный магматизм Баренцевоморской континентальной окраины: геодинамические обстановки раннего этапа раскрытия Арктического океана (по результатам исследований на архипелагах Земля Франца-Иосифа и Шпицберген). // Строение и эволюция литосферы. М.: Paulsen, 2010. с. 312-330.
5. Bylund G, Halvorsen E.Geophys. Palaeomagnetic study of Mesozoic basalts from Scania, southernmost Sweden // J. Int., 1993, vol. 114, p.138-144
6. Preeden, U.; Plado, J.; Mertanen, S.; Puura, V. 2008. Multiply remagnetized Silurian carbonate sequence in Estonia. Estonian Journal of Earth Sciences 57(3), 170-180.
7. Smethurst M.A., Khramov A.N., Pisarevsky S. Palaeomagnetism of the Lower Ordovician Orthoceras Limestone, St. Petersburg, and a revised drift history for Baltica in the early Palaeozoic // Geophys. J. Int. 1998. V. 133. P. 44–56.
8. Torsvik T.H., Smethurst M.A., Meert J.G., Van der Voo R, McKerrow W.S., Brasier B.A., Sturt M.D., Walderhaug H.J. Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic - A tale of Baltica and Laurentia // Earth-Science Reviews 40 (1996) 229-258

СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В ЗОНАХ КОЛЛИЗИИ ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОСВЕЧИВАНИЯ ЛИТОСФЕРЫ

Гамбурцева Н.Г., Санина И.А., Сидоренков Н.С., Усольцева О.А., Гоев А.Г.
Институт Динамики Геосфер РАН, г. Москва, a-goev@mail.ru

В результате проведённых ранее исследований на 17 сейсмических станциях, расположенных в разных по своему тектоническому строению регионах были выявлены временные изменения времен пробега сейсмических волн, вызванные изменениями напряженно-деформированного состояния (НДС) пород земной коры и литосферы в зоне выхода сейсмического луча, т.е. в блоке под станцией наблюдения.

Настоящая работа является продолжением начатых исследований и касается изучения особенностей современных геодинамических процессов в зонах коллизии.

С этой целью построены и проанализированы временные ряды времен пробега сейсмических волн за период с 1965-1970 по 2010 год на станциях Арти (Предуральский прогиб), Южно-

Сахалинск, Владивосток, расположенных в зоне коллизии на границе Охотоморской и Евразийской плит. Проведено их сопоставление с временным рядом для станции Обнинск, которая находится на территории Русской платформы.

Сопоставление линейных трендов на всех станциях показывает, что наибольший положительный тренд, превышающий фоновые значения более чем в 4 раза, наблюдается для станции Южно-Сахалинск и Владивосток Этот результат сопоставим с результатами, полученными для станций, расположенных в сейсмоактивных регионах Северного Тянь-Шаня и Байкальского рифта. Отметим также значительный тренд времен пробега на станции Южно-Сахалинск после 2003 года, превышающий фоновые значения в 10 раз. На фоне этого роста произошло крупное землетрясение в Японии 11 марта 2011 года с магнитудой 9.0. Анализ каталогов сильных землетрясений показал, что землетрясения происходят на фоне изменения напряжённого состояния пород литосферы, причём японские землетрясения происходят на фоне роста напряжений в слоях литосферы, а сахалинские - на фоне разрядки напряжений.

Сделанные предположения требуют дальнейшей проверки на материалах других сейсмических станций, расположенных на Японских островах, Курилах и на материке.

Проанализированы временные ряды среднемесячных значений чисел Вольфа, индекса геомагнитного поля Земли и скорости вращения Земли за 1965 – 2010 годы. Наблюдается одна важная особенность, свойственная всем рядам – значительное изменение параметров после 2005 года. Такое синхронное изменение солнечной активности, геомагнитного поля, скорости вращения Земли и сейсмических параметров на станциях Южно-Сахалинск, Владивосток, Арти и Обнинск нельзя назвать случайным. Не исключено, что рост сейсмической активности можно связать с вариациями солнечной активности, геомагнитного поля Земли и скорости вращения Земли.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В ТЕХНОГЕННО-ЗАШУМЛЕННЫХ РАЙОНАХ ВОСТОЧНОЙ УКРАИНЫ

Зайцев Г.Н., Кушнир А.Н.
Институт геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины, г.Киев, georgez2001@mail.ru.

В данной статье рассматриваются параметры пространственного положения, анализ кривых магнитотеллурического зондирования, а также факторы и их возможную природу, влияющие на получение кондиционных полевых данных. Под помехами мы будем понимать помехи индустриального и иного происхождения, ошибки измерения, обработки и спектрального анализа записей, а также ту часть магнитотеллурического поля, импеданс которой отличается от импеданса плоской вертикально падающей волны.

Основным интерпретационным материалом магнитотеллурического (МТ) и магнитовариационного (МВ) методов зондирования являются передаточные операторы электромагнитного (ЭМ) поля, выражающие линейные связи между компонентами электрического и магнитного полей [2] и, при определенных условиях возбуждения поля [3], в частности, в модели возбуждения плоской волной (Тихонова-Каньяра), целиком определяющиеся геоэлектрической структурой Земли.

В ходе полевого сезона 2009 года, сотрудниками Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины были проведены экспериментальные МТ и МВ-наблюдения по двум профилям. Первый - «Шебелинский», находящийся в Харьковской области Украины, субмеридионального простирания, который пересекает центральную часть Днепрово-Донецкой впадины (ДДВ), второй – профиль «DOBRE», также субмеридионального простирания, который начинался на северном склоне ДДВ и заканчивался на юге Приазовского мегаблока Украинского Щита (УЩ). Конфигурация сети наблюдений предусматривала выбор конкретных мест расположения пунктов геоэлектрических наблюдений с учётом того, чтобы минимальным количеством станций можно было получить оптимальные данные вдоль каждого из профилей, а также избежать влияния различных помех техногенного характера.

Для выполнения работ были использованы автоматические цифровые пятикомпонентные длиннопериодные станции LEMI-417, разработанные в Львовском Институте космических иссле-

дований (Украина, г. Львов). Вся аппаратура обеспечивала измерение вариаций ЭМ поля в диапазоне периодов от 1 секунды до нескольких суток. Дискретность цифровой регистрации составила 4 отсчёта/секунда во всех точках МТ зондирования. В ряде пунктов имели место перерывы в наблюдениях по техническим причинам, в том числе из-за сильных гроз. Тем не менее, были получены непрерывные записи ЭМ поля длиной порядка двух-четырёх дней с общим числом отсчётов порядка 1-1,5 миллионов в каждом канале.

Регистрация компонент магнитотеллурического поля проводилась по методике, описанной Сафоновым [5] и Матвеевым [4]. Синхронизация станций осуществлялась с помощью GPS приемника. Блок-схема измерительного комплекса показана на рис.1.

Последующая обработка полученных результатов проводилась с помощью программного комплекса PRC_MTMV (Система обработки магнитотеллурических и магнитовариационных данных) разработанного Ив. М. Варенцовым (Россия, г. Троицк, ИГЕМИ РАН), который позволяет обрабатывать данные всевозможных одноточечных, синхронных, выполненных по методу «удалённой базы» (*remote refference*, или сокращённо *RR*), МТ и МВ-записей, полученных с различной цифровой (и аналоговой) аппаратуры [1].

Обработка экспериментальных данных проходила в два этапа: первый – это препроцессинг временных рядов полученных станциями на каждом пункте наблюдений. Под препроцессингом при обработке ЭМ данных в частотной области обычно понимается комплекс цифровых преобразований во временной области, выполняемых в масштабе первичных записей обрабатываемых временных рядов.

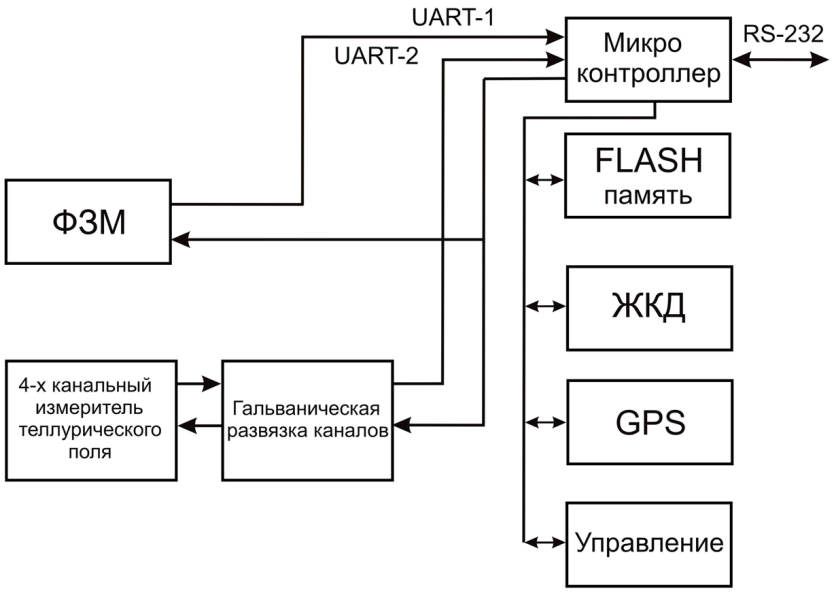


Рис.1. Блок-схема измерительного комплекса. ФЗМ – трехкомпонентный феррозондовый магнитометр; 4-х канальный измеритель теллурического поля – подобранные пары неполяризующихся электродов LEMI-701; Микроконтроллер - Процессор сбора и предварительной обработки информации; FLASH-память – накопитель данных; ЖКД – жидкокристаллический дисплей для мониторинга работы станции; GPS – служба синхронизации по времени, состоящая из GPS –приемника; Управление – блок внешнего управления станцией; RS-232 – последовательный порт для управления и калибровки станции с помощью персонального компьютера класса «NOTEBOOK».

Во многих случаях начальный препроцессинг дискретных измерений вариаций ЭМ поля (в частности, фильтрация и прореживание данных) ведётся непосредственно в процессе цифровой регистрации, а после неё выполняется ещё и специальный аппаратурно-зависимый препроцессинг, учитывающий особенности первичного кодирования данных. Процедуры препроцессинга на этапе обработки применяются для данных, приведённых к стандартному виду, и могут предусматривать устранение отскоков (интенсивных импульсных помех) и разрывов записи, дополнительную фильтрацию, необходимое прореживание и снятие низкочастотных трендов. Эти средства должны применяться весьма осторожно и адаптивно к качеству материала, дабы не внести систематических искажений, трудно устранимых на последующих этапах обработки. Второй этап – непосредственная обработка оптимизированного ряда, для построения амплитудных и фазовых значений импеданса, кривых кажущегося сопротивления: для меридионального (ρ_{xy}) и широтного (ρ_{yx}) направления. Обработка данных велась в прямоугольной системе координат, определяемой азимутами измерения горизонтального магнитного поля. Основной проблемой при обработке данных была существенная дисперсия значений полученная в области низких частот (рис.2а). Однако увеличение длительности экспериментальной записи позволило статистически уменьшить дисперсию значений и сгладить полученные кривые (рис.2б).

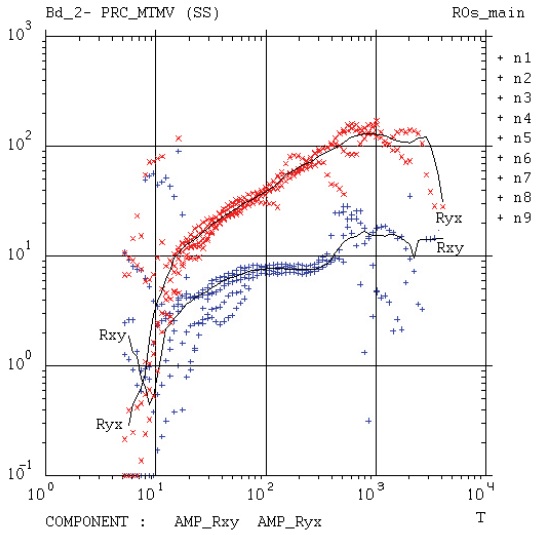


Рис.2а

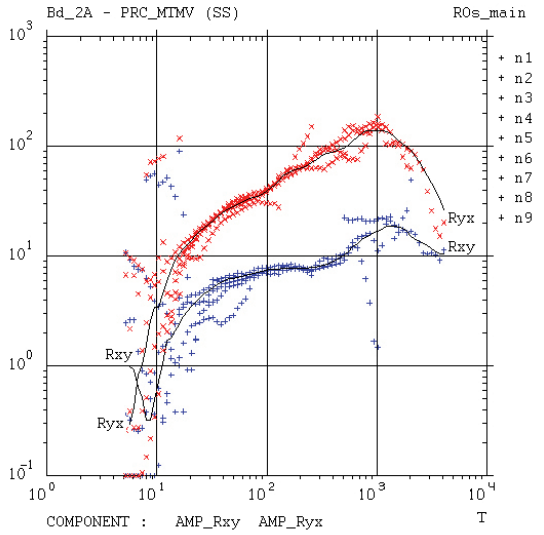


Рис.2б

Анализ кривых магнитотеллурического зондирования (Рис.3, Рис.4) показывает, что Приазовье, сопредельные территории Донбасса и северного склона Днепрово-Донецкой впадины (ДДВ) содержат области с высокой электропроводностью на разных глубинах. По магнитовариационным данным территория характеризуется резкими латеральными неоднородностями, что вызвано в значительной степени неоднородным распределением электропроводности пород.

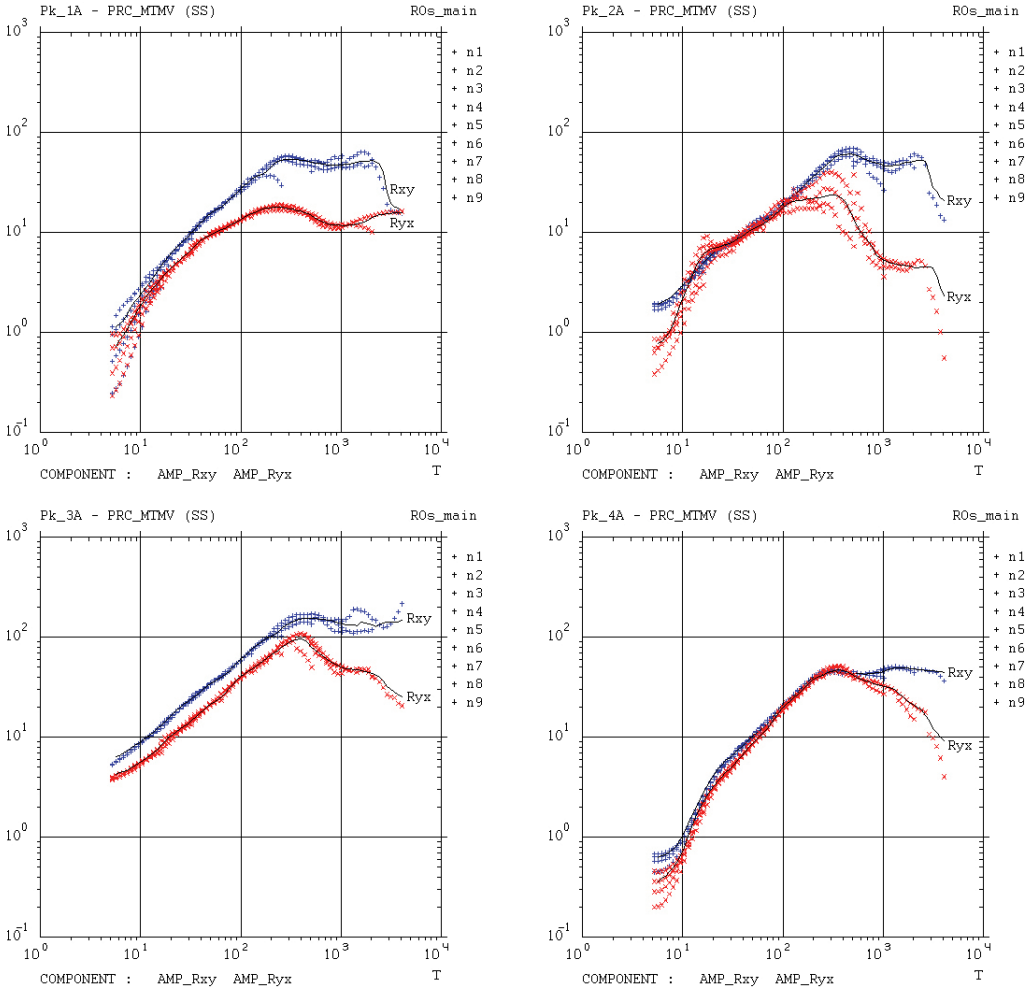


Рис.3: Кривые кажущегося сопротивления: для меридионального (ρ_{xy}) и широтного (ρ_{yx}) направления по профилю «Шебелинский»

На электромагнитные параметры существенное влияние оказывает неоднородное распределение электропроводности приповерхностного проводящего слоя. Его суммарная проводимость в основном соответствует мощности осадочных отложения (за исключением Донбасса) и коррелирует с основными структурными геологическими единицами. Приазовский мегаблок характеризуется относительно низкими значениями, но резкими изменениями продольной проводимости (S) от 0,5 до 100 См. В Донецком бассейне, где кристаллический фундамент залегает на глубинах более 20 км, S не превышает 1000 См. На южном склоне УЩ значения S достигают 1000 См, в то время как, в ДДВ наблюдается больная мощность осадков и поэтому значения S превышают 2000 См.

Наблюдаемое значительное расхождение экспериментальных данных (до двух порядков), полученное на точке «8А» профиля «DOBRE» (Рис.4), а также наличие кривых МТЗ, расположенных значительно выше уровня глобальных данных (Рис.4, точка «6А»), может быть связано с большой зашумлённостью данного региона различными техногенными помехами, поэтому тяжело оценить глубину залегания проводников.

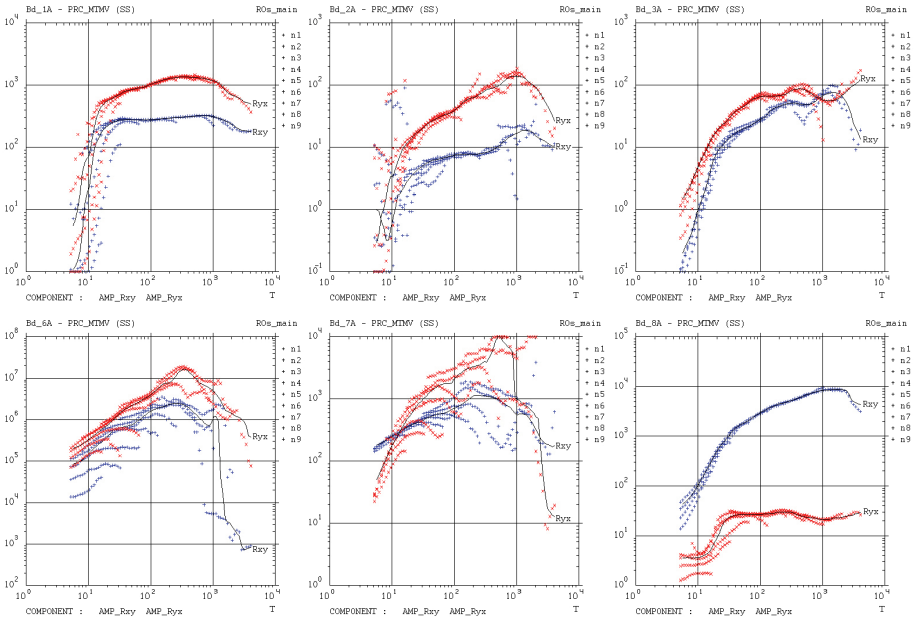


Рис.4: Кривые кажущегося сопротивления: для меридионального (ρ_{xy}) и широтного (ρ_{yx}) направления по профилю «DOBRE».

Таким образом, при обработке результатов основные трудности возникают из-за искажений, вызванных различными источниками, такими как неоднородности осадочного чехла, а также, зашумлённость района исследований различного рода техногенными помехами. Это придает особую важность анализу МТ-данных (диагностике приповерхностных искажений, выделению глубинных структур) и их нормализации (сглаживанию геоэлектрического шума, исключению статических смещений и индукционных эффектов). Все эти факторы существенно влияют на экспериментальные данные, что сказывается на качестве обработки и интерпретации полученных данных.

Следует сразу заметить, что в результате обработки геоэлектрических данных выявлены ведущие объекты в нижней коре, которые коррелируют со структурами на поверхности массива - с глубинными разломами и границей Донбасса. Но это предварительное соответствие, которое носит сложный характер.

Список литературы

1. Varentsov Iv. M., Golubev N. G., Martanus E. R. et al. Magnetotelluric processing system PRC-MTMV and its applications // Russian-German Seminar "Actual Problems in Deep EM Studies" (Extended Abstracts). Moscow. OIFZ RAN. 1997. P. 51-52.
2. Бердичевский М.Н., Жданов М.С. Интерпретация аномалий переменного ЭМ поля Земли. М.: Недра. 1981, 327с.
3. Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Магнитотеллурическое зондирование горизонтально однородных сред. М.: Недра. 1992. 250 с.
4. Матвеев Б.К. Электроразведка: Учебник для вузов. – 2-е изд. – М.: Недра, 1990. – 368 с.
5. Электроразведка / Под редакцией А. Г. Тархова. – М.: Недра, 1980. – 520 с.

ОЦЕНКА ПРИМЕНИМОСТИ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ МЕТОДОВ ДЛЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ СТРУКТУРЫ ХРЕБТА СЕРПОВИДНЫЙ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Матюшкин А.В.
ГИ КНЦ РАН, Апатиты, matyushkin@geoksc.apatity.ru

В практических исследованиях объектом изучения современной палеомагнитологии, в большинстве случаев, являются осадочные, эффузивно-осадочные, эффузивные и интрузивные комплексы, в то время, как метаморфические комплексы исследуются редко. Такая ситуация является объективной, так как метаморфические породы являются сложными, или даже мало пригодными, с точки зрения палеомагнитологии объектами для изучения.

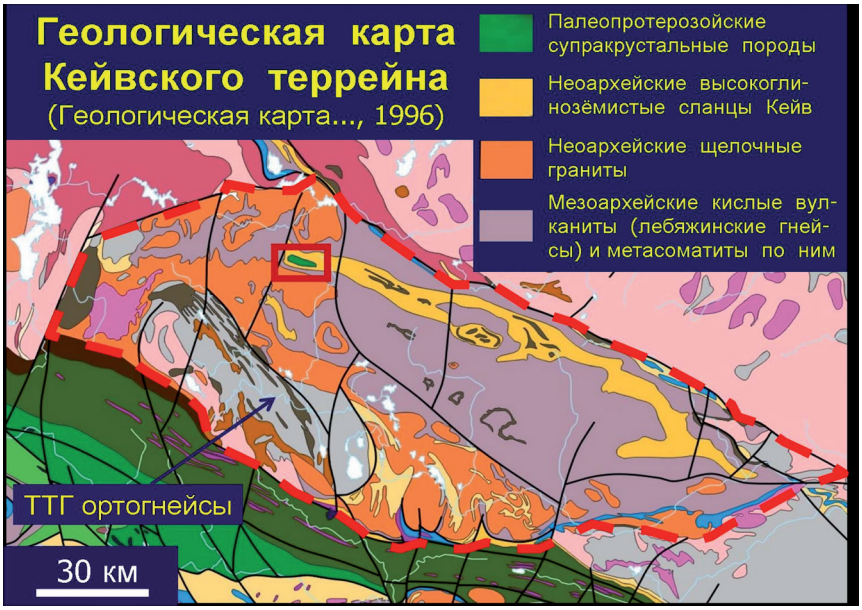


Рис 1. Геологическая карта Кейвского террейна.

В данной работе описаны результаты палеомагнитных исследований для пород хребта Серповидный, Кейвского блока. Строение Кейвской структуры приведено на рис. 2. Геолого – геофизические данные, а также модельные построения, на основе этих данных дают основание считать, что нормальный стратиграфический разрез нарушен, и структура хребта Серповидный представляет «коллаж» тектонических пластин или же сильно деформированную складку. Эти породы являются аналогами образований умбинской свиты варзугской серии Печенга-Имандра-Варзугской зоны карелид [1]. Породы являются достаточно метаморфизованными, для того чтобы в значительной степени изменить первичную остаточную намагниченность.

Изучение вектора остаточной намагниченности может дать информацию о локальных и региональных тектонических движениях, совместно со структурной геологией возможно построение палеотектонических моделей.

Намагниченность любого вида, образующаяся в горных породах, имеет статистический характер. Статистика в палеомагнитологии – это статистика направлений векторов в трёхмерном пространстве, или же это статистика точек на сфере (то есть концов единичных векторов). Каждая совокупность векторов характеризуется своим средним значением и разбросом вокруг этого среднего значения. Основой для применения палеомагнитных методов является распределение векторов на сфере – распределение Фишера. При измерении намагниченности меряются компоненты вектора $\mathbf{J}_x$ $\mathbf{J}_y$ $\mathbf{J}_z$, которые затем пересчитываются в сферические координаты, подобные элементам земного магнетизма, то есть в склонение **D**, Наклонение **I** и длину вектора **R.** Непосредственно изобразить трёхмерный вектор, изменение трёхмерного вектора сложно, поэтому для графического представления результатов используют ортогональные диаграммы Зильдервельда и стереограммы, как правило сетку Вульфа. Диаграмма Зильдервельда используется для изображения векторов в декартовых координатах, она представляет собой изображения проекции вектора намагниченности на две перпендикулярные плоскости, располагающиеся на одном рисунке. При этом одному вектору намагниченности соответствуют две точки на этих двух пло-

скостях, последовательности векторов, таким образом изображаются последовательностями пар точек, соединённых линиями. Сетка Вульфа отображает вектор в сферической системе координат точкой на сфере, графически изображая его склонение и наклонение, без отображения его величины[3].

Значительную часть магнитных исследование составляет процедура магнитной чистки. В данной работе процедура магнитной чистки осуществлялась переменным полем. Данной процедуре подверглись порядка пятидесяти кубиков, представляющих двенадцать образцов взятых в ходе полевых работ на хребте Серповидном. Для примера, на рисунке №2 приведены диаграммы Зильдервельда для образца 608-12-1(кубики № 4 и № 5) с соответствующими им проекциями на сетку Вульфа. Из рисунка непосредственно видно, что изменение вектора остаточной намагниченности для этих двух кубиков происходило практически идентично. Следовательно, выделенная наиболее устойчивая компонента намагниченности для кубика № 4 и кубика № 5 также практически совпадёт и, после её усреднения результирующая компонента также будет иметь тоже направление и будет характеризоваться высокой кучностью и малым эллипсоидом рассеяния. Образцы, в которых вектор остаточной намагниченности для большинства кубиков имеет схожий характер, являются подходящими для палеомагнитных исследований. Такая ситуация наблюдается не всегда. Результаты несовпадения приведены на рисунке № 3. Из рисунка непосредственно видно, что изменение вектора остаточной намагниченности для этих двух кубиков происходило принципиально различно. Выделенная наиболее устойчивая компонента для 608-12B(8) будет сильно отличаться от наиболее устойчивой компоненты 608-12B(7), соответственно их среднее будет характеризоваться большим эллипсом рассеивания, и по видимому, геологическая интерпретация не будет иметь смысла.

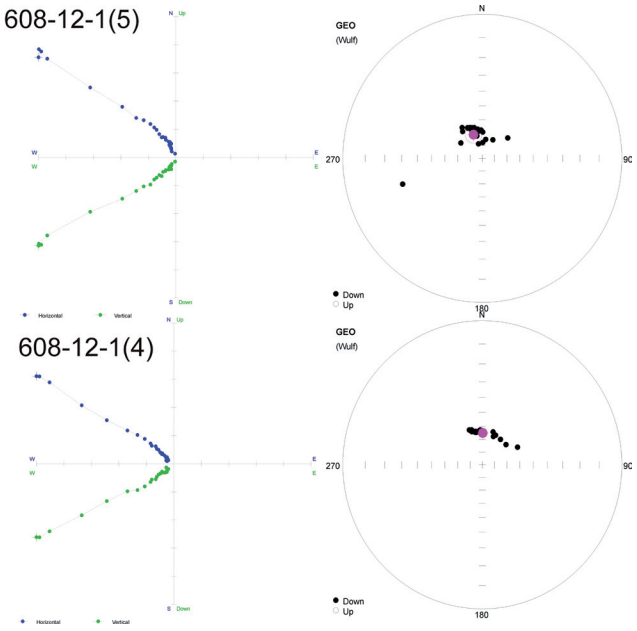


Рис 2. Диаграммы Зильдервельда и проекция на сетку Вульфа для образца 608-12-1.

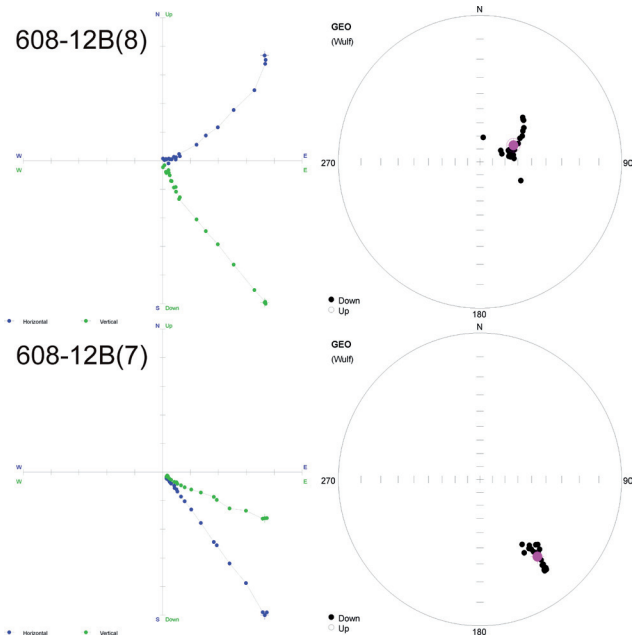


Рис 3. Диаграммы Зильдервельда и проекция на сетку Вульфа для образца 608-12B.

Полный объем графических материалов привести, в рамках данной статьи, не представляется возможным, поэтому итоговые данные приведены в таблице №1. Для некоторых образцов взято различное количество кубиков, в первом случае все измеренные, во втором отброшены так называемые выбросы, то есть значения значительно отличающиеся от остальной выборки. В результате можно разделить все образцы на пригодные и не пригодные. Пригодными можно считать только часть образцов, с относительно большими значениями A_{95} .

Список литературы

1. Белолипецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л. А., Антонюк В.С., Ильин Ю.И. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского полуострова. Наука, 1980. 240 с.

2. Геологическая карта Кольского региона. Масштаб 1 : 500 000. Гл. ред. Ф. П. Митрофанов. Апатиты: Геологический институт КНЦ РАН. 1996.

3. Храмов А. Н., Гончаров Р. А., Комисарова Р. А., и др. Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ АНАЛИЗ РОЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ 1.03– 12.03 2011 ГОДА (ПЕТРОПАВЛОВСК - КАМЧАТСКИЙ).

Мещерякова В.А. Институт геологии КарНЦ РАН г. Петрозаводск 17ruskaorange@mail.ru

С 1 марта по 12 марта в районе Курило-Камчатского глубоководного желоба напротив мыса Шипунского сетью радиотелеметрических и широкополосных сейсмических станций КФ ГС РАН был зарегистрирован рой землетрясений. В программе DIMAS удалось обработать 85 землетрясений, локализованных в диапазоне глубин 5 - 40 км с координатами 52 с.ш. и 162 в.д. (в пределах градуса по широте и долготе). Определение параметров гипоцентров производилось с помощью программы HIPO [4].

Уровень надёжной регистрации землетрясений был определён по графику повторяемости, представительными являются землетрясения энергетического класса Ks=8.0. Для каталога роя землетрясений с 01.03 – 12.03 график имеет линейный характер в диапазоне Ks = 8 ÷12.4 (рис.1). Для диапазона Ks = 8÷12.4 программой определён наклон графика повторяемости γ равный 0.235+/-0.03.

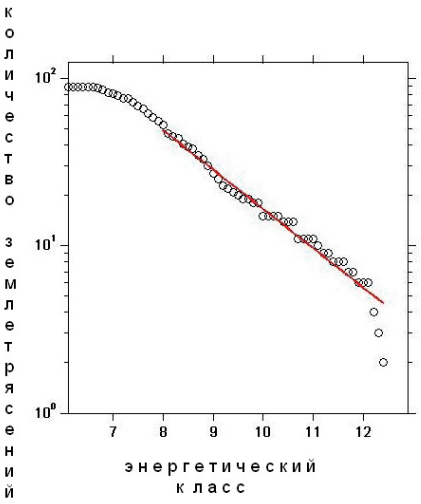


Рис. 1. График повторяемости землетрясений с 01.03 по 12.03 2011 года.

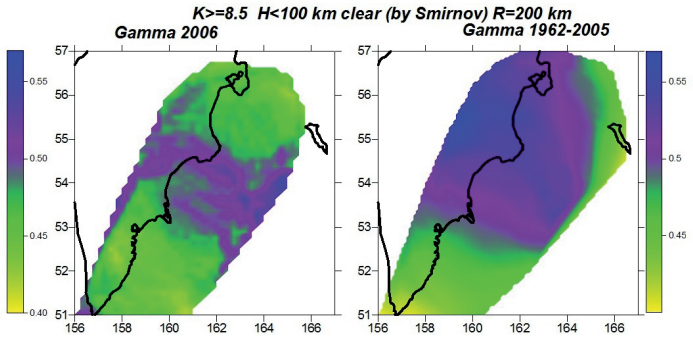


Рис. 2. Карты наклона графика повторяемости γ, рассчитанные для 2006 г. (слева) и для сравнения – для 1962-2005 г. (справа) [2].

Для сравнения полученного значения угла наклона графика повторяемости построена карта наклона графика повторяемости γ, рассчитанные для 2006 года и для 1962-2005 годов. В среднем для для акваторий напротив мыса Шипунский γ = 0.48 (рис.2).

На рис. 3 представлена гистограмма распределения землетрясений по глубине с 01.03 по 12.03. Гипоцентры большинства зарегистрированных землетрясений находятся на глубине, примерно, 15 км. 4 марта 2011 года в 09 часа 24 минут (по Гринвичу) на расстоянии, примерно, 130 -140 км от Шипунского п-ва в районе глубоководного желоба произошло землетрясение с магнитудой Mc = 5.0 (Ks = 12.3) с координатами гипоцентра 52.527 с.ш. 161.416 в.д. на глубине 15.7 км.

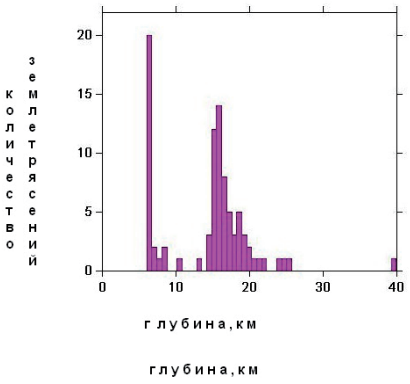


Рис. 3. Распределение землетрясений с 01.03 по 12.03 по глубине

Для этого роя землетрясений характерно повторение сильных землетрясений через некоторые промежутки времени – необычное явление для региональных землетрясений. Всего зарегистрировано 11 землетрясений с магнитудами от 4.7 до 5.4. Эти сильные сейсмические события неравномерно разделены между собой слабыми сейсмическими событиями.

Количество сильных сейсмических событий роя землетрясений 2011 года больше, чем в рое землетрясений 2010 года, это отражается в различии угла наклона графика повторяемости рассматриваемых роёв землетрясений.

Для объяснения низкого значения угла наклона графика повторяемости роя землетрясений 2011 из каталога КФ ГС РАН выбран рой землетрясений в пределах тех же координат, что и рой 2011 года. Предыдущий рой землетрясений произошёл в 2001 (7.10-28.10) году, который содержит 173 сейсмических события из них 6

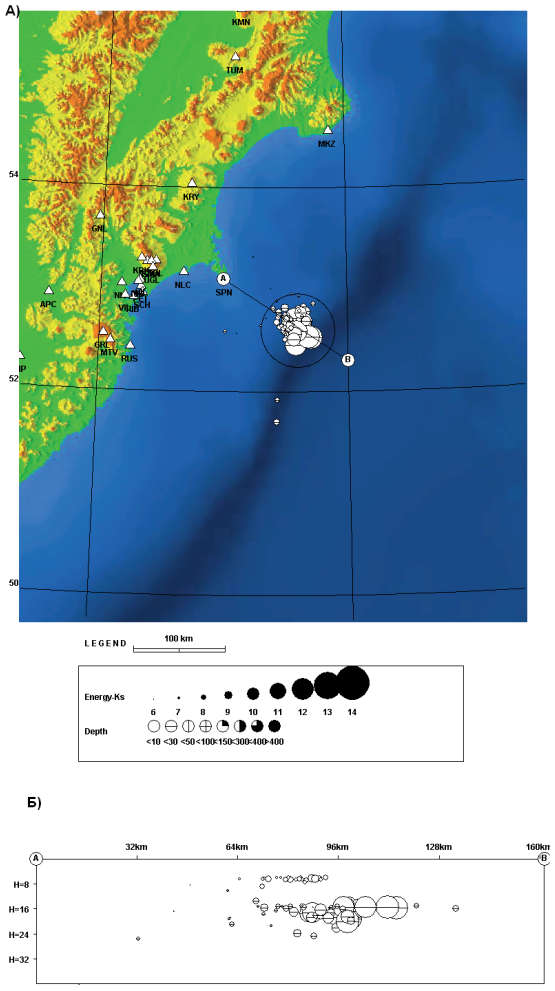


Рис. 4. Карта эпицентров землетрясений с 01.03 по 12.03 (А); проекция гипоцентров на вертикальную плоскость по линии АВ (Б); диаметр окружности соответствует энергетическому классу землетрясения, заливка – глубине гипоцентра (см. легенду на карте).

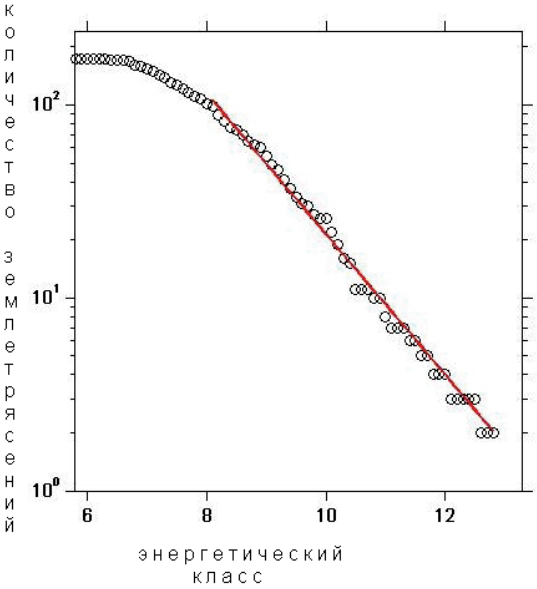


Рис. 5. График повторяемости землетрясений с 7.10 по 28.10 2001 года.

сильных с магнитудой 3.9 - 5.3. По полученному каталогу построен график угла наклона повторяемости (рис 5.), карта эпицентров землетрясений (рис 6.), график глубины гипоцентров (рис 7.), γ_{2001}=0,364 +\- 0.03.

Количество сильных сейсмических событий в 2001 меньше, чем в 2011 году, угол наклона графика повторяемости в 2001 году выше. С уменьшением значения угла наклона графика повторяемости, вероятность разрушительного землетрясений увеличивается [1]. Только когда и где именно произойдёт это сейсмическое событие, остаётся неизвестным.

Землетрясения в этой местности, вероятно, приурочены к аккреционной призме, которая имеет складчатую, изоклинально-чешуйчатую структуру, нередко осложенённую меланжированием [3]. Этим фактом можно объяснить ход

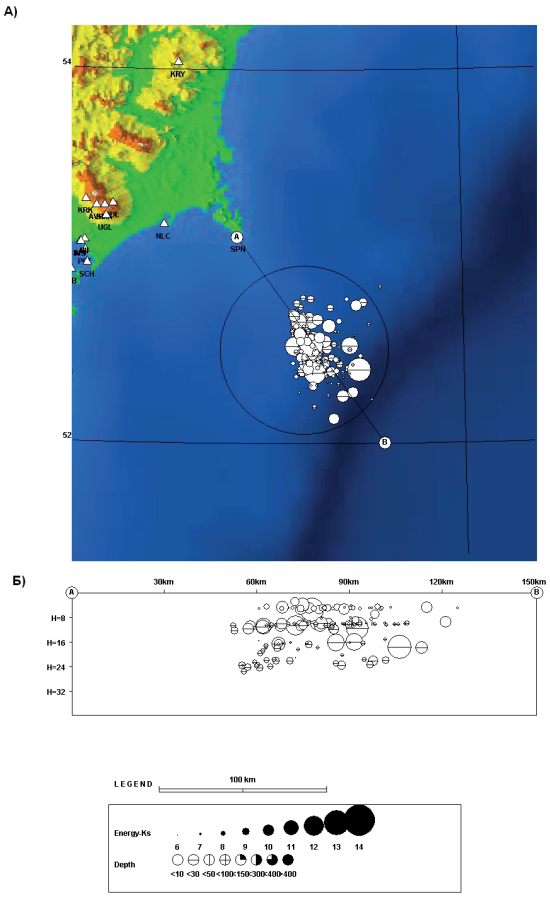


Рис. 6. Карта эпицентров землетрясений (7.10-28.10 2001) (А); проекция гипоцентров на вертикальную плоскость по линии АВ (Б); диаметр окружности соответствует энергетическому классу землетрясения, заливка – глубине гипоцентра (см. легенду на карте).

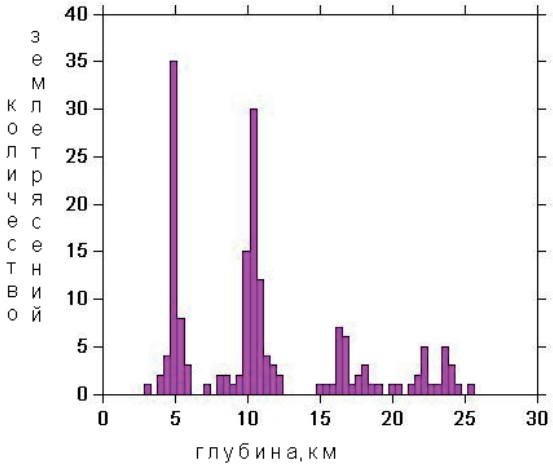


Рис. 7. Глубина гипоцентров землетрясений (7.10-28.10 2001)

сейсмического процесса (сильные сейсмические события происходят на границах складок) роёв землетрясений из рассматриваемой местности.

Рассматриваемые рои землетрясений не повлекли разрушительных последствий. Рой 2011 года из-за низкого угла наклона графика повторяемости и достаточно интересной последовательности сейсмических событий нуждается в более детальном исследовании.

Автор благодарит за помощь в написании работы сотрудников лаборатории ИСиВА КФ ГС РАН: зав. лаб. Сенюкова С.Л., Дрознину С.Я., Нуждину И.Н., Назарову З.А.

Таблица 1. Усреднённые по образцам значения устойчивой компоненты вектора остаточной намагниченности.

№ образца	описание породы	количество кубиков	D	I	A95
608-12-1	биотитовый гнейс	6	355	68	9,8
608-12-2	биотитовый гнейс	4	197	77	9,3
608-12-3	биотитовый гнейс	6	313	33	55
		5	316	30	14
M10112-3	мезократовый амфиболит	5	219	48	73
		4	213	43	9,1
608-12B	магнетит содержащий кварцитогнейс	4	139	64	95
608-12D	магнетит содержащий кварцитогнейс	4	309	40	73
608-12V	магнетит содержащий кварцитогнейс	7	138	14	49
		4	141	25	12
608-18A	амфиболит	3	68	37	
608-30D	мезократовый амфиболит	3	288	50	45
608-30G	мезократовый амфиболит	7	68	-77	5,2
608-4B	гнейс	3	301	20	33
608-4V	гнейс	6	29	4	43
909-2A	амфиболит	5	184	65	14

Список литературы

1. Виноградов С.Д., Пономорёв В.С. Эксперементальное изучение сейсмического режима // «Природа №3», 1999.
2. Отчёт КФ ГС РАН «Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки и Командорских островов (01.01.2006-31.12.2006)» // раздел 18. //г. Петропавловск-Камчатский 2007. 340с.
3. Хаин В.Е. Ломизе М.Г, «Геотектоника с основами геодинамики», МГУ 1995. 480с.
4. Weimer, S. A software package to analyze seismicity: ZMAP, Seism.Res.Lett. 72, 373-382.

ИЗУЧЕНИЕ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ ДИСЛОКАЦИИ РЫБОРЕЦКОГО СИЛЛА ПРИ ПОМОЩИ ПРОФИЛЬНЫХ ВЕРТИКАЛЬНЫХ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ

Рязанцев П.А., Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск,chthonian@yandex.ru

На сегодняшний день Рыборецкий силл интересен, прежде всего, как геологический объект перспективный для разведки и разработки месторождений облицовочного камня. Предшествующие исследования создали базу для выделения наиболее продуктивных площадей, однако как показывается в работах [3,4] для проведения более эффективной разведки требуется новый подход изучения подобных объектов, в том числе комплексное использование геолого-геофизических данных. В рамках этой концепции коллективом сотрудников ИГ КарНЦ РАН проводятся исследования, рассматривающие результат изучения структурного строения геологического тела, как первый этап поиска будущих месторождений.

Примером решения такой задачи служат работы, выполненные в северной части Рыборецкого силла. Главная цель заключалась в пересечении геологического тела геофизическим профилем с выходами во вмещающие породы. Геологической основой служил разрез, построенный специалистами КГЭ (Рис.1). Для определения пространственной дислокации Рыборецкого силла во вмещающих породах, а также для выделения внутренних неоднородностей использовалось профильные вертикальные электрические зондирования (ВЭЗ), магнитометрия и измерения срединного градиента.

Методика ВЭЗ является стандартной в геофизической практике, однако, использование её на территории кристаллического Фенноскандинавского щита, как известно, связано с рядом сложностей. Это, прежде всего отсутствие равномерной горизонтально-слоистой среды, а также множественные тектонические нарушения. Однако представленный объект можно рассматривать как условно пригодный исходя из его геологического строения. Работы проводились с использованием питающей линии AB/2 = 500 метров с тремя размерами MN = 10, 40, 80 метров. Для повышения плотности данных использовался линейный шаг, равный 10 м. при изучении приповерхностной части разреза, 20 м. на второй декаде и 40 м. в дальнейшем. При решении обратной задачи можно выделить две основные проблемы для получения корректного результата.

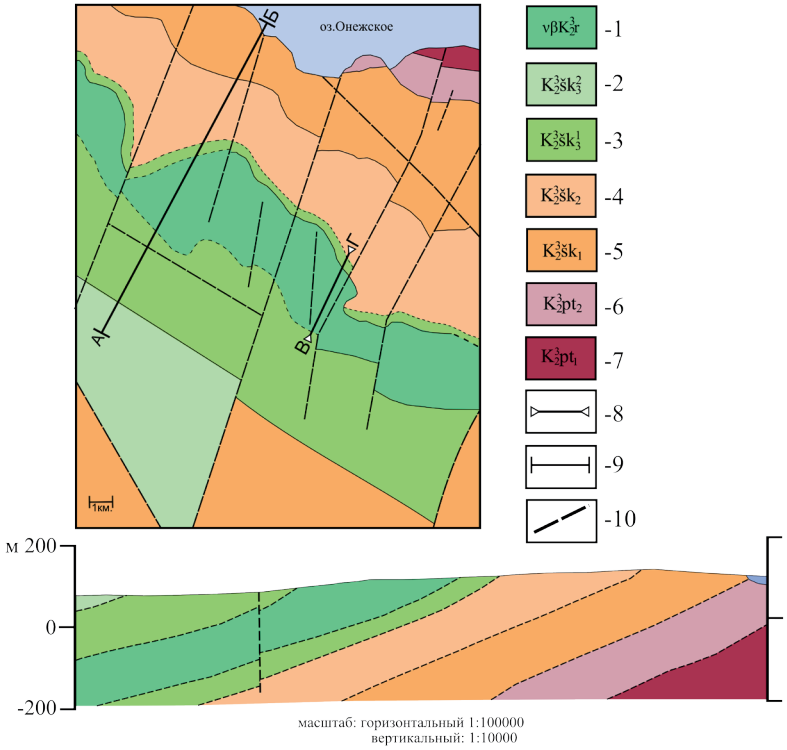


Рис.1. Схема геологического строения участка работ с разрезом. 1 – Рыборецкий габбродолеритовый комплекс – габбро, долериты; 2 – Шокшинская свита, верхняя подсвита, верхняя пачка – песчаники, алевролиты; 3 – Нижняя пачка, верхней подсвиты – кварциты, конгломераты; 4 – Шокшинская свита, средняя подсвита – сланцы, кварциты, алевролиты; 5 – Шокшинская свита, нижняя подсвита – кварциты, сланцы, алевролиты; 6,7 – Петрозаводская свита, верхняя и нижняя подсвиты – песчаники, конгломераты; 8 – Геофизический профиль В-Г; 9 – Геологический профиль А-Б; 10 – Крупные тектонические нарушения.

Это, во-первых, наличие Р-эффектов, вызывающего смещение кривой ВЭЗ по шкале сопротивлений, что является следствием влияния контрастных неоднородностей. Во-вторых, возможность подбора эквивалентных моделей, существенно различающихся по своим характеристикам. Для преодоления этих факторов использовались механизмы нормализации (по глубинным уровням) присутствующие в программном обеспечении и непрерывная инверсия данных по профилю с опорой на имеющуюся геологическую информацию [2,5].

Результат обработки представлен в виде 1-D модели удельных сопротивлений. В изучаемом разрезе присутствует три различных типа пород: это габбродолериты Рыборецкого силла с сопротивлением (по петрофизическим данным) до 10 кОм·м во влажном состоянии, кварциты верхней подсвиты и сланцы средней подсвиты Шокшинской свиты с сопротивлением более 100 кОм·м и более 10 кОм·м соответственно [1]. По геоэлектрической модели силл уверенно дифференцируется во вмещающих породах, и их расположение согласуется с геологической информацией. Анализ разреза позволяет выделить пространственные дислокации представленные резким изменением мощности тела силла с 100 пикета, а также наличием высокоомного включения между пикетами -1500 и -400, которое вероятно является апофизом вмещающих пород. Следует отметить разницу сопротивлений в геоэлектрической модели силла в области отрицательных и положительных пикетов, это объясняется влиянием крупного тектонического нарушение пересекающего профиль исследования под острым углом (Рис.2).

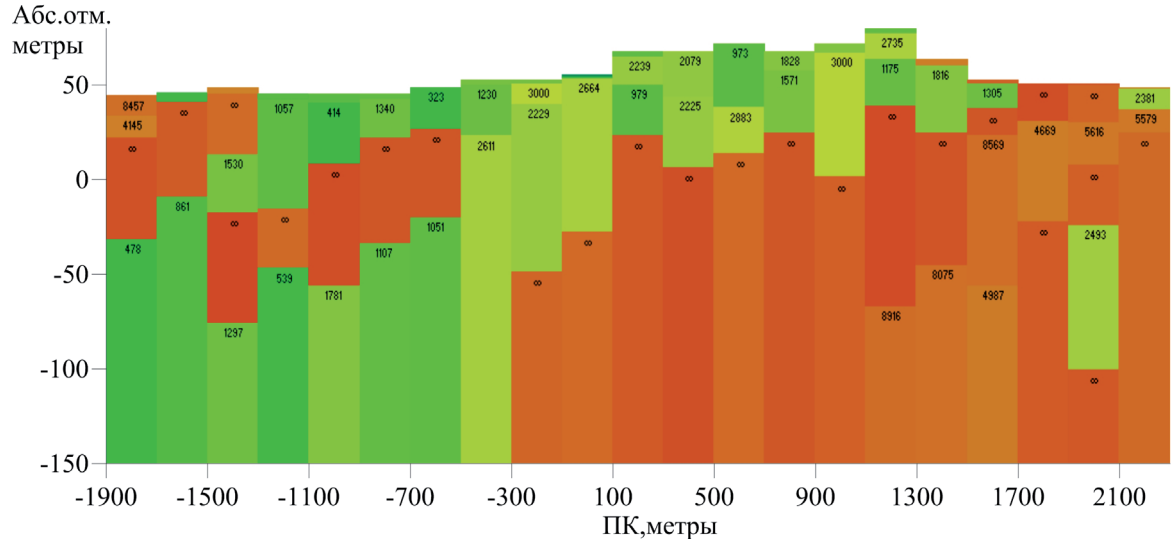


Рис.2. 1-D модель сопротивлений по профилю В-Г. (Значения удельных сопротивлений представлены на рисунке, значок бесконечности – сопротивления более 10 кОм·м)

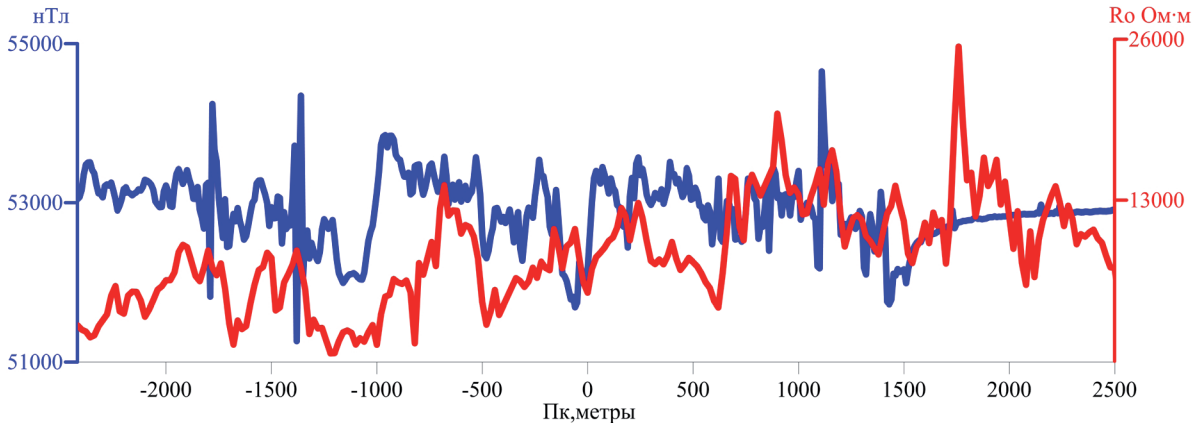


Рис.3. Графики кажущегося сопротивления и напряжённости магнитного поля для геофизического профиля В-Г.

Анализ данных, полученных магнитометрией и электропрофилированием (ЭП) рациональнее выполнять в комплексе [3]. Это информация служит, прежде всего, контролем результатов ВЭЗ. На графике магнитного поля хорошо прослеживаются границы пород на пикетах 1500

и -1300, это отражается в более спокойном поведении поля и отсутствии относительно длинно-периодных аномалий. В свою очередь график кажущегося сопротивления такие области фиксируются понижением значений. Также для него характерно понижение уровня тренда в сторону отрицательных пикетов, что вероятно является следствием не горизонтального залегания силла. К тому же, тренд испытывает влияние рельефа, что можно проследить визуальным сопоставлением (Рис.3).

Таким образом, опыт использования ВЭЗ для изучения малоглубинных геологических образований кристаллического щита, их структурных особенностей и условий залегания, позволяет сделать выводы об эффективности использования такой методики. Получение соответствующей информации позволит проводить более корректную оценку геологических объектов, подобных Рыборецкому силлу.

Список литературы.

1. Дортман Н.Б. (ред). Петрофизика: Справочник. М.: Недра, 1992. 391 с.
2. Колесников В.П. Основы интерпретации электрических зондирований. М.: Научный мир, 2007. 248 с.
3. Соколов С.Я., Рязанцев П.А., Климовский А.В., Нилов М.Ю. Геофизические методы изучения породной толщи на объектах облицовочного камня // Горный журнал, 2011. №5. С.15-19
4. Шеков В.А., Иванов А.А. Методологические основы классификации месторождений блочного камня // Горный журнал, 2011. №5. С.5-8
5. Электроразведка методом сопротивлений. М., изд. МГУ. Учебное пособие. Коллектив авторов. Под ред. В.К.Хмелевского и В.А.Шевнина.1994 г. 160 с.

ТЕНЗОР МОМЕНТА ЦЕНТРОИДА ОНОТСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 23 ФЕВРАЛЯ 2005 Г. С MPSP=5.0 (ВОСТОЧНЫЙ САЯН) ПО ПОВЕРХНОСТНЫМ ВОЛНАМ

Середкина А.И.
Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, ale@crust.irk.ru

Введение. Онотское землетрясение произошло 23 февраля 2005 года в 19:55:11.2 по Гринвичу, эпицентр имеет координаты 52.35° с. ш. и 101.59° в. д. (Восточный Саян), энергетический класс K_p=13.6 (по Т.Г. Раутиан), *MPSP*=5.0. До конца года было зарегистрировано всего 10 афтершоков с K_{max}=7.6. Очаг землетрясения, по всей видимости, приурочен к зоне глубинного Главного Саянского разлома, входящего в краевой шов Сибирской платформы. За инструментальный период наблюдений (с 1960 г.) в этом районе рассматриваемое землетрясение – наиболее сильное.

Задача данной работы заключается в определении тензора сейсмического момента и глубины центроида Онотского землетрясения. Полученные результаты позволят уточнить механизм очага и глубину землетрясения, а также впервые получить его сейсмический момент и моментную магнитуду. Актуальность исследования также обусловлена отсутствием информации о тензоре момента данного землетрясения в мировых сейсмологических агентствах.

Используемые данные и методика расчетов. Материалом для исследования служили записи поверхностных волн Онотского землетрясения на широкополосных каналах 16 цифровых сейсмических станций сетей: IRIS, New China digital Seismograph Network и GEOSCOPE. Эпицентр землетрясения, положение регистрирующих станций, а также информация о типе волн, используемых на каждой станции, представлены на рис. 1. Минимальное и максимальное эпицентральные расстояния равны 2 292 и 9 928 *км* соответственно.

Для каждой станции с помощью метода спектрально-временного анализа [3] были получены спектры основных мод волн Рэлея и Лява в пределах диапазона периодов колебаний от 30 до 80 *с* (табл. 1). Для фильтрации использовались только те станции, и только те компоненты записи на отдельных станциях, для которых можно было чётко выделить основную моду поверхностной волны. Примеры исходных и отфильтрованных записей на отдельных станциях показаны на рис. 1. Выбор диапазона периодов был обусловлен необходимостью удовлетворить приближению точечного источника с одной стороны, и особенностями излучения поверхностных волн мелкофокусным источником с другой [2].

Для расчёта тензора сейсмического момента и глубины очага был применён метод, предложенный в [1]. За силовой эквивалент очага принимается двойная пара сил с противоположным по знаку моментом. В процессе анализа использовался только амплитудный спектр. Чтобы однозначно определить механизм очага землетрясения [8], в расчётах дополнительно учитывались знаки первых вступлений объёмных волн на записях региональных и удалённых сейсмических станций [7]. Предварительно была проведена процедура разрежения знаков. Для оценки качества полученного решения использовалась функция нормированной невязки [7].

Для описания строения земной коры в окрестности очага землетрясения были использованы модели 3SMAC [9] и CRUST 2.0 [5], под сейсмическими станциями – модель 3SMAC, строение верхней мантии задавалось сферически симметричной моделью PREM [6]. Для расчёта затухания поверхностных волн были использованы значения добротности из модели PREM.

Корректность применимости используемой методики расчёта тензора сейсмического момента для прибайкальских землетрясений рассмотрена в работе [4].

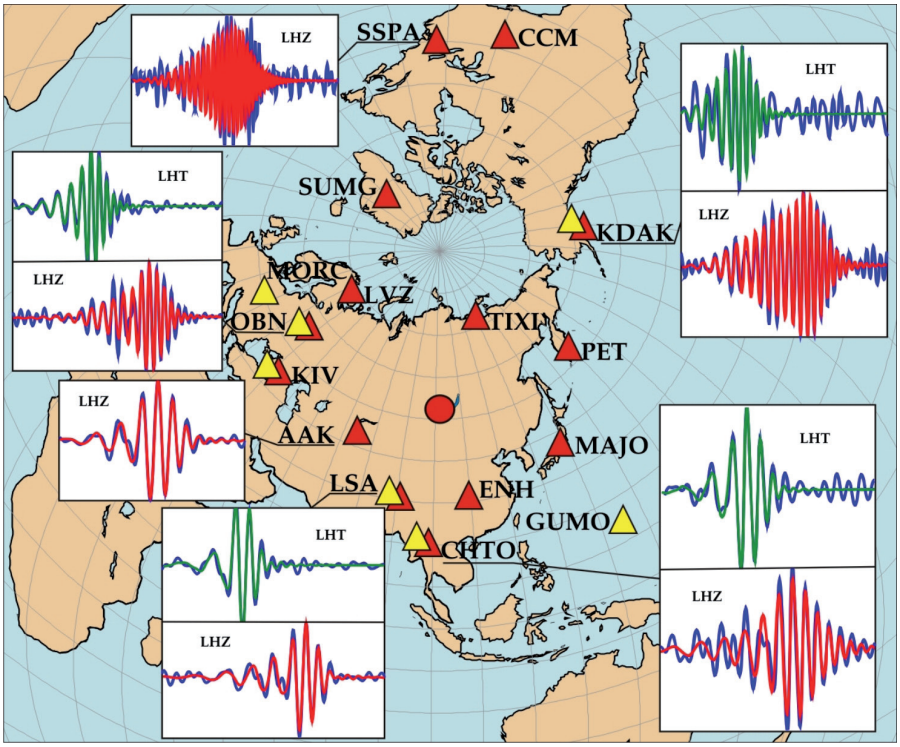


Рис. 1. Карта сейсмических станций, используемых для анализа Онотского землетрясения. Кружком обозначен эпицентр землетрясения, красными и жёлтыми треугольниками –станции, на которых получены спектры основной моды волн Рэлея и волн Лява. Для некоторых станций приведены записи исходного (синяя кривая) и отфильтрованного (зелёная и красная кривые) сигналов. Коды сейсмических станций соответствуют международному стандарту.

Таблица 1. Исходные данные.

Станция	Эпицентральное расстояние, км	Диапазон периодов, с	
		Рэлей	Ляв
AAK	2 292	30-65	
CCM	9 928	30-55	
CHTO	3 728	30-70	30-70
ENH	2 536	30-40	
GUMO	5 758		35-45
KDAK	6 086	30-40	30-40
KIV	4 358	35-60	35-80
LSA	2 659	30-70	30-70
LVZ	3 861	30-50	
MAJO	3 353	30-45	
MORC	5 562		30-55
OBN	4 150	30-40	30-55
PET	3 760	30-60	
SSPA	9 718	30-40	
SUMG	5 817	35-80	
TIXI	2 539	30-55	

Результаты расчётов. В процессе инверсии тензора сейсмического момента были рассмотрены два диапазона периодов: 30 – 70 и 30 – 60 *с*, причем второй частотный диапазон обеспечил меньшее значение функции нормированной невязки. Все приведенные ниже результаты были получены для спектров поверхностных волн в диапазоне периодов 30 – 60 *с*.

Механизмы очага Онотского землетрясения, рассчитанные только по амплитудным спектрам и с использованием знаков первых вступлений для разных моделей коры в окрестности очага, знаки вступлений объемных волн на региональных станциях до процедуры разрежения, а также фокальный механизм, полученный только по знакам первых вступлений, показаны на рис. 2. В табл. 2 приведены значения сейсмического момента (M_0), моментной магнитуды (M_w), глубины очага (h), функции нормированной невязки (R) и разницы между функциями невязки для различных вариантов инверсии (dR).

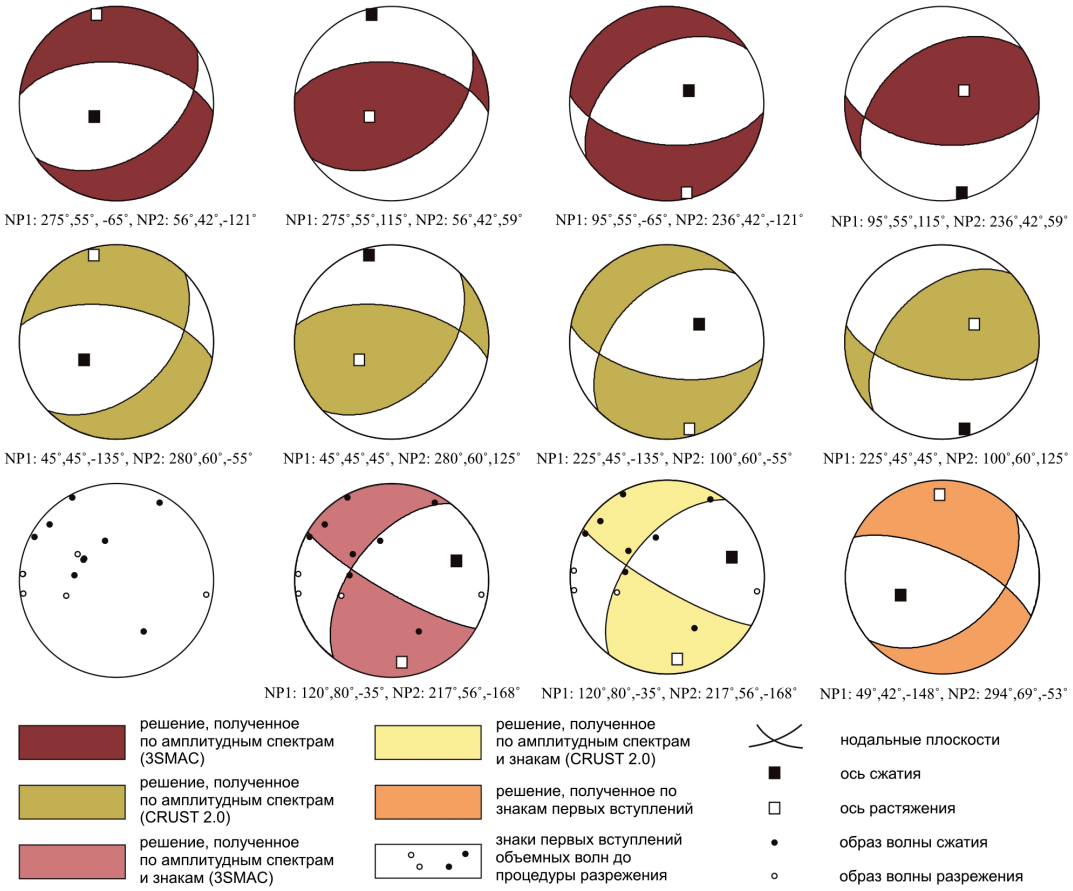


Рис. 2. Механизмы очага Онотского землетрясения (нижняя полусфера). На решениях, полученных совместной инверсией амплитудных спектров и знаков первых вступлений, показаны знаки после процедуры разрежения. Снизу указаны параметры нодальных плоскостей (STK, DP, SLIP).

Анализируя результаты расчётов, следует отметить существенную разницу между решениями, полученными только по амплитудным спектрам и с использованием знаков, что может быть вызвано различным частотным составом используемых данных и, свидетельствовать о сложной структуре очага землетрясения. В качестве окончательного было выбрано решение, рассчитанное только по амплитудным спектрам поверхностных волн и модели коры CRUST 2.0, так как, во-первых, этому решению соответствует одно из наименьших значений функции нормированной невязки и, во-вторых, оно лучше согласуется со знаками первых вступлений, чем аналогичное решение для модели 3SMAC.

Таблица 2. Результаты расчётов.

Данные для инверсии (модель коры)	M_0 10^{17}, Н м	M_w	h, км	R	dR, %
амплитудные спектры (3SMAC)	0.16	4.8	26	0.265	14.5
амплитудные спектры и знаки (3SMAC)	0.12	4.7	30	0.310	
амплитудные спектры (CRUST 2.0)	0.12	4.7	24	0.266	9.2
амплитудные спектры и знаки (CRUST 2.0)	0.11	4.7	32	0.293	

Заключение. В процессе инверсии тензора сейсмического момента Онотского землетрясения было получено: механизм очага представляет собой сдвиго-сброс с левосторонней компонентой смещения и параметрами плоскостей разрыва (STK, DP, SLIP): NP1: 45°, 45°, -135°; NP2: 280°, 60°, -55°; глубина очага – 24 *км*, моментная магнитуда – 4.7. Анализ результатов позволяет предположить, что очаг землетрясения имел сложную структуру. Ценность полученных данных обусловлена отсутствием информации о тензоре момента данного землетрясения в основных сейсмологических агентствах.

Работа выполнена при поддержке программы Президиума РАН № 16.8.

Список литературы

1. Букчин Б.Г. Об определении параметров очага землетрясения по записям поверхностных волн в случае неточного задания характеристик среды // Физика Земли. 1989. № 9. С. 34-41.

2. Букчин Б. Г. Особенности излучения поверхностных волн мелкофокусным источником // Физика Земли. 2006. № 8. С. 88-93.

3. Левшин А.Л., Яновская Т.Б., Ландер А.В. и др. Поверхностные сейсмические волны в горизонтально-неоднородной Земле. М.: Наука. 1986. 278 с.

4. Середкина А.И. Тестирование методики расчета тензора сейсмического момента по поверхностным волнам для прибайкальских землетрясений // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Шестой Международной сейсмологической школы, Апатиты, 15-19 августа 2011 г. Обнинск. 2011. С. 316-320.

5. Bassin, C., Laske, G. and Masters, G., The Current Limits of Resolution for Surface Wave Tomography in North America, EOS Trans AGU, 81, F897, 2000.

6. Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary Reference Earth Model // Phys. Earth Planet. Inter., 1981. 25. P. 297-356.

7. Lasserre C., Bukchin B., Bernard P., Tapponier P., Gaudemer Y., Mostinsky A., Dailu R. Source parameters and tectonic origin of the 1996 June 1 Tianzhu (Mw = 5.2) and 1995 July 21 Yongen (Mw = 5.6) earthquakes near the Haiyuan fault (Gansu, China) // Geophys. J. Int. 2001. 144 (1). P. 206-220.

8. Mendiguren J.A. Inversion of surface wave data in source mechanism studies // J. Geophys. Res. 1977. 82 (5). P. 889-894.

9. Nataf H.-C., Ricard Y. 3SMAC: on a priori tomographic model of the upper mantle based on geophysical modeling // Phys. Earth Planet. Inter., 1996. 95. P. 101-122.

Геоэкология

ТРАНСФОРМАЦИЯ АЭРАЛЬНОГО ТЕХНОГЕННОГО ПОТОКА ПОЛОГОМ ЛЕСА В КАРАБАШСКОЙ ГЕОТЕХНИЧЕСКОЙ СИСТЕМЕ, ЮЖНЫЙ УРАЛ

Аминов П.Г., Лонщакова Г.Ф.
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, aminovp@mail.ru

Исследование дождевых вод является одним из путей изучения атмосферного переноса тяжёлых металлов. Они широко проводились на территории Дальнего востока [1] и Кольского полуострова [2, 3]. На территории Южного Урала подобные работы редки. В настоящем исследовании приводятся первые данные по характеристике состава осадков в районе медеплавильного завода Карабашской геотехнической системы (ГТС) (Челябинская область). Авторами проведена установка дождесборников в точках различной удалённости по двум векторам от медеплавильного завода (до 30 км). Аналогичные дождесборники были установлены на фоновой территории Ильменского заповедника (60 км от г. Карабаш).

Источниками техногенной нагрузки на наземные экосистемы являются аэральные выбросы медеплавильного завода и переносящаяся при ветровой эрозии пыль хвостохранилищ. Но, исходя из особенностей геоморфологии и залёсенности территории, разнос пыли с хвостохранилищ вносит существенный вклад в пылевые выпадения в плане метальной нагрузки только в радиусе первых десятков, иногда сотен метров, тогда как аэральные выбросы завода, ввиду высоко расположенных труб, распространяются ветровыми потоками на десятки километров вокруг.

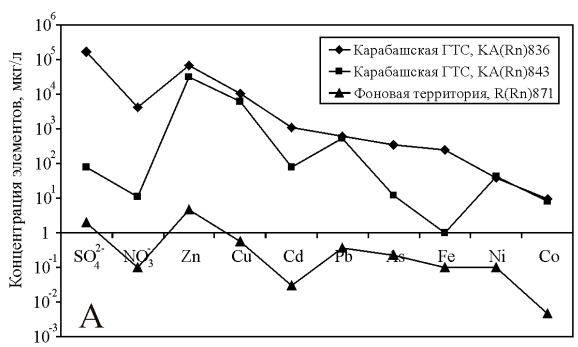
Аэральные выбросы медеплавильного завода поставляют в окружающую среду преимущественно сернистые газы и тяжёлые металлы Cu, Zn, Pb и Cd. Изучение технологических пылей, поступающих в воздух, методом сканирующей электронной микроскопии с энергодисперсионным анализом показало различие в размерах и составе пылей разных технологических стадий [6]. Пыль шахтных печей имеет буровато-чёрный цвет по сравнению со светло-серым и серым цветом пыли конвертеров. По данным SEM/EDX анализа, пыль шахтных печей содержит относительно высокие уровни Fe и следы Si, тогда как пыль конвертеров, состоящая в основном из Pb и Zn, содержит только следы Fe.

Как показали исследования [5], резкое повышение (скачок) коэффициента осаждения пыли наблюдается на первых ближайших к источнику барьерах – горных возвышенностях и лесных массивах. Лесные массивы, произрастающие, как на склонах гор (г. Карабаш, хр. Юрма и др.), так и в Соймоновской долине, являются приемниками и уловителями пыли. Пылевые частицы осаждаются, главным образом, гравиметрическим путём. В период засухи эти выпадения в большом количестве накапливаются на поверхности почвы и листовых пластинах растений. В период дождей пыль из воздуха выводится значительно быстрее в результате конденсации водяных паров и захвата образованными каплями воды пылевых частиц, что не позволяет им распространяться на большие расстояния. В районе формируется особый тип атмосферных осадков. Опробование их затруднительно, особенно с целью получения осадков, характеризующих техногенный поток металлов, поскольку в результате быстрого вывода техногенных частиц из воздуха во время дождя «поймать» максимально техногенный дождь практически невозможно из-за частой смены направления ветра (особенно в непогоду). Авторами были собраны дождевые воды, содержащие повышенные концентрации сульфат-иона (до 170 мг/*л*) и, типичных для данного типа техногенеза, металлов Cu (11 мг/*л*), Zn (68 мг/*л*), Pb (0.6 мг/*л*) и Cd (1.1 мг/*л*) (рис. 1А).

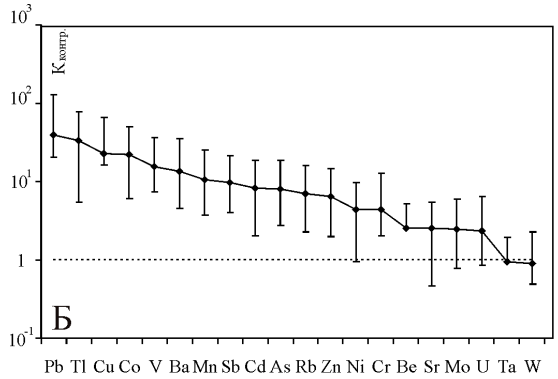
Максимальные значения абсолютных концентраций Zn, Co, Ni, Cd обнаружены в пробах, наиболее приближенных к медеплавильному заводу, концентрации Cu и Pb увеличиваются в северном направлении, а концентрации Rb, Sr, V, Zr и Cr напротив имеют максимальные значения в южной части ГТС и уменьшаются в северном направлении в 2–3 раза. Несмотря на низкую минерализацию, осадки Карабашской ГТС обогащены многими элементами по сравнению с осадками фоновой территории (рис. 1Б). Минимальные, превышающие единицу, коэффициенты наблюдаются для Be, Sr, Mo, U и составляют 2.5 раза. Максимальные значения коэффициента концентрации наблюдаются для Pb. Более чем в 20 раз превышают фоновые значения концентрации Tl, Cu и Co, более чем в 10 раз – V, Ba и Mn.

Таким образом, усредненный состав атмосферных осадков в разных точках Карабашской ГТС существенно отличается от осадков, формирующихся непосредственно под факелом газопылевых выбросов завода, и характеризуется низкой минерализацией, но повышенными содержаниями металлов по сравнению с осадками фоновой территории.

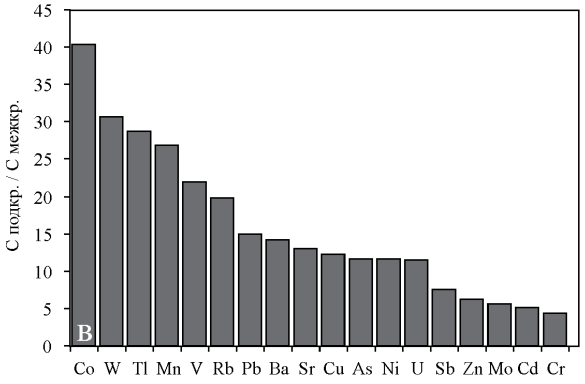
Несмотря на это, роль осадков в биогеохимическом круговороте велика. На фоновых территориях значение осадков, в первую очередь, проявляется в активизации ростовых процессов. На территориях с высоким уровнем запылённости значение атмосферных осадков проявляется



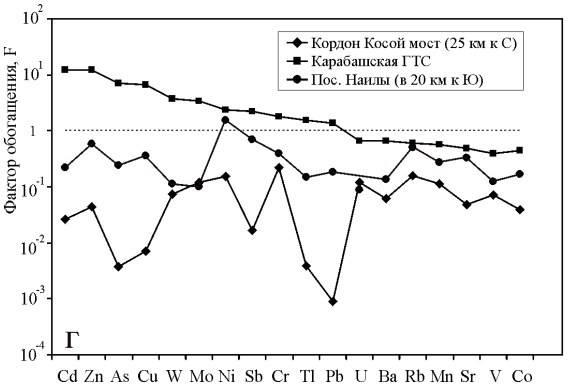
Сравнение состава техногенных атмосферных осадков (КА(Rn)836 и КА(Rn)843) с осадками фоновых территорий (R(Rn)836).



Усредненный коэффициент концентрации элементов в атмосферных осадках Карабашской ГТС ($K = C_{ср.ГТС}/C_{ф.}$) и его вариации.



Коэффициент обогащения дождевых вод металлами при прохождении через кроны сосен фонового участка.



Распределение фактора обогащения некоторых элементов подкроновых вод Карабашской ГТС.

Рис. 1. Особенности состава атмосферных осадков Карабашской ГТС и фоновых осадков.

ещё и в смыве накопившейся на листовых поверхностях пыли, выделений растений и насекомых. Взаимодействие техногенных пылевых выпадений с растительными организмами в бездождевой период наблюдается лишь при образовании росы или транспирационной влаги, а в период выпадения осадков процессы поглощения-вымывания достигают своего максимума.

Лесной полог выступает как механический барьер и первичный трансформатор аэральных выпадений. Для характеристики первичной трансформации осадков были отобраны пробы дождей в подкроновом пространстве в точках отбора осадков, описанных выше. Исследование вод показало закисление их кронами сосны с разницей до единицы pH по сравнению с осадками межкроновых пространств. Это может происходить вследствие взаимодействия осадков с накопившимися техногенными веществами на поверхности хвои (сульфаты, сульфиды). Но закисление подкроновых вод на фоновой территории свидетельствует также о большом значении процессов вымывания органических кислот. Закисление атмосферных осадков подкроновых пространств хвойных деревьев было отмечено ранее и на других территориях [4].

Наблюдается повышение общей минерализации подкроновых вод по сравнению с межкроновыми на фоновых территориях в 3–4 раза, что составляет 0.03–0.04 г/л, а на территории Карабашской ГТС – в 5–9 раз. Обнаружено обогащение подкроновых вод анионами SO_4^{2-}, Cl^-, NH_4^+, NO_3^-(рис. 1В).

Максимальные значения коэффициента обогащения подкроновых вод по сравнению с межкроновыми зафиксированы для сульфат-иона на территории Карабашской ГТС (рис. 1А) (КА(Rn)859) – 37.1, для хлорид- и нитрат-иона (КА(Rn)865) – 21.3 и 22.6, соответственно. На фоновых и условно фоновых территориях содержание сульфат-иона в подкроновых водах повышается в 2.5–5.5 раз по сравнению с межкроновыми. На территории Карабашской ГТС содержания сульфатов в водах под кронами сосен превышают таковые для вод межкроновых пространств в 10–40 раз. Такое повышенное содержание сульфат-иона позволяет отнести эти воды к сульфатно-нитратному аммонийно-кальциевому типу.

Переход вод из нитратно-гидрокарбонатных аммонийно-кальциевых в сульфатно-нитратные аммонийно-кальциевые происходит в результате исчезновения гидрокарбонат-иона в пробах с понижением pH, а также в при обогащении вод сульфат-ионами при смыве техноген-

ной пыли, накопленной в период засухи. Следует отметить, что отбор дождевых вод проводился на 3–4 день после установления дождливой погоды, поэтому основная масса техногенных частиц к этому времени была смыта с поверхности хвои и ветвей, но высокие концентрации сульфатиона и металлов (Al и Zn) в подкроновых водах свидетельствуют о долговременности процессов смыва или интенсификации вымывания накопленных ранее веществ из внутритканевых областей через открытые поры и устьица, особенно в повреждённых растениях. Обогащение нитрат- и нитрит-ионами не так контрастно.

Зафиксировано обогащение дождевых вод фоновых участков нитритами в 1.3–1.7 раза, а концентрирования нитратов здесь не наблюдается вовсе. На территории Карабашской ГТС происходит обогащение подкроновых вод нитрат-ионами, в то время как эти воды обедняются нитритами, что может объясняться их окислением в процессе взаимодействия с кронами деревьев и переходом их в нитратные формы. Абсолютные концентрации катионов в водах межкроновых пространств на всех площадках однопорядковые, т.е. увеличения или уменьшения концентраций Ca, Mg, K, Na в зоне техногенеза не наблюдается. Подкроновые воды обогащаются катионами. Наибольшие коэффициенты обогащения для всех основных катионов наблюдаются на площадке в 6 км от завода (КА(Rn)859).

Что касается распределения металлов в атмосферных осадках, то, как уже было показано (рис. 1А, 1Б), в зоне техногенеза наблюдается значительное обогащение осадков типоморфными для данного типа техногенеза металлами от десятков до сотен тысяч раз. Сравнение подкроновых дождевых вод с водами межкроновых пространств даже на фоновой территории показало резкое обогащение первых Co, W, Tl, Mn, V – более, чем в 20 раз, Rb, Pb, Ba, Sr, Cu, As, Ni, U – более 10 раз (рис. 1В).

Ввиду такого резкого обогащения металлами подкроновых вод, для установления техногенного вклада металлов Карабашской ГТС в их состав, был рассчитан фактор обогащения – F. На рисунке 1Г видно, что в точке 856, наиболее удалённой к С-СВ из всех мониторинговых площадок, по сравнению с фоновой площадкой обнаруживается занижение значений фактора обогащения, и график его распределения уходит в область значений меньше 0.1. Это объясняется обеднением подкроновых вод рассматриваемыми элементами не только по сравнению с водами под кронами сосен фонового участка, но и водами межкронового пространства самой площадки, несмотря на то, что абсолютные концентрации элементов в осадках здесь намного превышают фон.

График распределения фактора обогащения подкроновых вод на площадке (КА(Rn)869) (рис. 1Г), расположенной в 20 км к югу от медеплавильного завода, наиболее приближен к линии единичных значений, которая показывает единообразие в накоплении подкроновыми водами элементов в точке наблюдения с фоновой точкой, но лежит в пределах от 1 до 0.1, что свидетельствует о менее интенсивном накоплении металлов в этой точке, нежели на фоновой территории. Пилообразный характер графиков фактора обогащения подкроновых вод площадок №1 (25 км) и №13 (20 км) свидетельствует о различии не только в интенсивности накопления металлов в этих точках по сравнению с фоном, но и в характере обогащения отдельными металлами вод при прохождении через кроны сосен.

На рисунке 1Г видно, что на территории Карабашской ГТС подкроновые воды обогащаются Cd, Zn, As и Cu в 5 и более раз интенсивнее, чем на фоновой территории, что, безусловно, связано со смывом и вымыванием накопившихся в бездождевой период соединений этих элементов с поверхностей и из тканей сосновых деревьев. Причём смываемые и вымываемые вещества могут относиться как к неорганическим, так и органическим соединениям. Как было показано выше, при контакте атмосферных осадков с кронами сосновых деревьев происходит образование растворов кислее исходных с разницей до единицы pH, что приводит к образованию вод с pH < 4. Это влияет на трансформацию форм нахождения элементов в исходном аэральном техногенном потоке. Могут образовываться новые комплексксные органические соединения. Переход металлов в новую форму, в том числе и в органические соединения в процессе взаимодействия осадков с кронами деревьев, имеет важное значение, поскольку образуются как хорошо растворимые соединения, что приводит в повышению токсического эффекта аэральных выпадений, так и обратный процесс, например, хелатообразование, когда металл прочно связывается органическими комплексами, что резко уменьшает его миграционную способность и воздействие на живой организм.

Таким образом, в Карабашской ГТС источниками техногенной нагрузки на наземные экосистемы являются аэральные выбросы медеплавильного завода, несущие в своем составе «типоморфный» спектр тяжелых металлов – Cu, Zn, Pb, Cd, преимущественно в форме Cu-Zn шпинели, сульфидов Fe, Cu, Pb, а также сульфатов Pb и оксидов Zn. При прохождении дождей через шлейф газо-пылевых выбросов формируются осадки сульфатно-хлоридного кальциевого типа с

преобладанием в катионной части металлов Cu и Zn и повышенной минерализацией. Наблюдается трансформация атмосферных осадков, а с ними и элементов аэрального техногенного потока, пологом леса, проявляющаяся в увеличении концентраций растворенных металлов в результате закисления подкроновых вод. Аналогичные процессы (обогащение подкроновых вод основными анионами и металлами) наблюдаются и на фоновых территориях, где источниками закисления вод являются органические кислоты. На техногенной территории немалый вклад в закисление подкроновых вод могут вносить накопленные в период засухи пылевые выпадения с высоким содержанием сульфатов.

Исследования выполнены при поддержке конкурса научных проектов молодых ученых и аспирантов УрО РАН № 10-5-НП-342 «Исследование минерального и химического состава атмосферной пыли при горнопромышленном техногенезе (Карабашская геотехническая система, Южный Урал)», проекта ОФИ УрО РАН №11-5-19-ЯЦ при финансовом содействии проекта Евросоюза в рамках 7 рамочной программы (грант FP7-ENV-2009-1 «Impact monitoring of mineral resources exploitation») и программы поддержки научных исследований ЮУрГУ.

Список литературы

1. Елпатьевский П.В. Геохимия миграционных потоков в природных и природно-техногенных геосистемах. – М.: Наука, 1993. – 253 с.
2. Лукина Н.В., Никонов В.В. Биогеохимические циклы в лесах севера в условиях аэротехногенного загрязнения. – Апатиты: КНЦ РАН, 1996. – Ч. 1. 2. – 213 с.
3. Лукина Н.В., Никонов В.В. Питательный режим лесов северной тайги: природные и техногенные аспекты. – Апатиты: КНЦ РАН, 1998. – 316 с.
4. Никонов, В.В., Лукина, Н.В. Влияние ели и сосны на кислотность и состав атмосферных выпадений в северо-таежных лесах индустриально-развитого региона // Экология. – 2000. – №2. – С. 97–105.
5. Степанов, А.М., Кабиров, Р.Р., Черненькова, Т.В., Садыков, О.Ф., Ханисламова, Г.М., Некрасова, Л.С., Бутусов, О.Б., Бальцевич, Л.А. Комплексная экологическая оценка техногенного воздействия на экосистемы Южной тайги. – М.: ЦЕПЛ, 1992. – 246 с.
6. Удачин, В.Н., Сементин, А.Г., Ершов, В.В., Лонщакова, Г.Ф., Удачина, Л.Г. Результаты минералого-геохимического изучения снегового покрова г. Карабаша. Информационный отчет. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2000. – 36 с.

ПЕЧЁНОЧНИКИ АНТРОПОГЕННЫХ МЕСТООБИТАНИЙ ЛАПЛАНДСКОГО ЗАПОВЕДНИКА (МУРМАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Боровичев Е.А.
ПАБСИ КНЦ РАН, Кировск, borovichyok@mail.ru

Лапландский природный биосферный заповедник – один из крупнейших в Европе, одной из основных его задач является сохранение и сбережение природы в естественном виде. Несмотря на строгий режим охраны, природа Лапландского заповедника, была трансформирована человеком. Это рубки леса в период ликвидации заповедного режима в 1951-1956 года, загрязнение атмосферы выбросами комбината «Североникель» (г. Мончегорск), массовый туризм в 60-70 годах, работы по обеспечению жизни и научной деятельности сотрудников заповедника, активность «диких» альпинистов и туристов. Одними из первых на нарушенных местообитаниях появляются такие слабо конкурентные растения, как печёночники.

Материалом для настоящего сообщения послужили сборы, проведённые в 2004-2010 годах на антропогенных местообитаниях, в рамках работ по инвентаризации гепатикофлоры Лапландского заповедника. Заповедник расположен в северо-западной части Мурманской области в пределах широт с 67°39' с.ш. – 68°15' с.ш. и долгот с 31°10' в.д. – 32°45' в.д. В состав заповедника входят горные массивы – Нявка-тундра, Чуна-тундра, Монче-тундра и Сальные тундры, на территории

которых проводился сбор образцов печёночников. Все образцы хранятся в гербарии ПАБСИ. Названия, в основном, даются в соответствии с работой Н.А. Константиновой и В.А. Бакалина [6]. При выделении географических элементов мы опирались на систему, предложенную Н.А. Константиновой [2] с некоторыми модификациями.

При классификации типов антропогенных нарушений была использована схема, предложенная Б.А. Юрцевым и И.Б. Кучеровым [5] и успешно применённая для анализа листостебельных мхов растущих на антропогенных местообитаниях в Мурманской области [1]. Печёночники нами обнаружены на следующих антропогенных местообитаниях: обочины троп и дорог, вытоптанные участки вокруг изб, кордонов, брошенные стоянки геологов, ямы антропогенного происхождения (канавы, траншеи (прикопки, разрезы), ловчие ямы саамов), гари и кострища, обработанная человеком древесина, в том числе деревянные заборы и различные постройки. К этой же группе местообитаний нами отнесены различные каменные сооружения (бетонные сооружения и конструкции).

В антропогенных местообитаниях Лапландского заповедника обнаружено 47 видов печёночников, относящихся к 26 родам и 14 семействам, что составляет 27,8 % от общего числа видов флоры печёночников заповедника (табл. 1). Ведущие места в спектре семейств печёночников антропогенных местообитаний занимают сем. *Scapaniaceae* (16 видов) и *Solenostomataceae* (9 видов). Спектр ведущих семейств отличается от такового для флоры печеночников заповедника в целом. Только первое семейство сохранило своё лидерство, а *Anastrophyllaceae* опустилось на одну строчку вниз, хотя во всех локальных флорах заповедника и Мурманской области в целом, занимало стабильное второе место. Значительно увеличивается доля сем. *Solenostomataceae,* которое во флоре заповедника занимает лишь четвёртое место, это неудивительно, если учесть тот факт, что виды этого семейства предпочитают поселяться на нарушенных субстратах.

Основу группы печёночников антропогенных местообитаний составляют арктобореальномонтанные (51,0 % всех антропогенных видов) и арктомонтанные виды (27,7 %). Бореальных видов всего пять - *Cephalozia connivens, Cephaloziella rubella, Lophocolea heterophylla, Ptilidium pulcherrimum, Scapania mucronata*, и все они, по-видимому, случайно попали в эту группу местообитаний. Космополитные и почти космополитные печёночники представлены тремя широко распространёнными видами – *Blasia pusilla*, *Cephalozia bicuspidata*, *Marchantia polymorpha*. Большинство печёночников имеют широкие циркумполярные и почти циркумполярные ареалы (87,2 % от общего числа видов этой группы).

Среди основных антропогенных местообитаний наивысшим разнообразием выделяются тропы и обочины дорог. Это объясняется многообразным уровнем увлажнения и снижением конкуренции со стороны сосудистых растений и лишайников. Сосудистые растения встречаются лишь единичными экземплярами. По обочинам дорог поселяются виды печёночников из окружающих сообществ, предпочитающих поселяться по местам с нарушенным напочвенным покровом. Неоднократно на обочинах дорог и тропинок были отмечены *Cephaloziella rubella, Isopaches bicrenatus Solenostoma sphaerocarpum*, виды родов *Nardia* (*N. geoscyphus, N. insecta, N. japonica*) и *Scapania* (S. *irrigua, S. mucronata*). Среди зеленых мхов находят себе прибежище *Blepharostoma trichophyllum, Cephalozia bicuspidata, Cephaloziella divaricata, Isopaches bicrenatus, Schistochilopsis incisa*. Кроме того, виды здесь приспосабливаются к вытаптыванию - как мелкими животными, которые часто передвигаются по обочинам дорог – *Anthelia juratzkana, Cephalozia bicuspidata, Nardia geoscyphus, Pleurocladula albescens, Solenostoma confertissimum*, так и человеком произрастая в виде коротких дерновин или среди других мохообразных. На вытоптанных участках вокруг изб и кордонов выявлены *Isopaches bicrenatus, Lophocolea heterophylla, Nardia geoscyphus, Pleurocladula albescens, Ptilidium ciliare, Schljakovia kunzeana*.

Состав печёночников антропогенных местообитаний во многом зависит от видового состава окружающих сообществ. Так, на дорогах, проходящих через заболоченные сообщества, встречаются характерные для болот виды: *Gymnocolea inflata, Mylia anomala*. При близости антропогенных местообитаний к лесным ценозам на них появляются *Barbilophozia barbata, B. hatcheri, B. lycopodioides, Obtusifolium obtusum, Schistochilopsis incisa, Schljakovia kunzeana*.

В ямах антропогенного происхождения на мелкозёме и почве выявлено восемь видов печеночников – *Anthelia juratzkana, Blasia pusilla, Blepharostoma trichophyllum, Gymnocolea inflata, Lophocolea heterophylla, Marchantia polymorpha, Scapania irrigua, Pellia neesiana.* В траншеях, оставшихся после работ геологов, на мелкоземе, между камней и на камнях были обнаружены - *Anthelia juratzkana, Gymnomitrion concinnatum, Diplophyllum taxifolium, Pseudolophozia sudetica, Ptilidium ciliare, Tetralophozia setiformis*.

Несколько раз на огородах центральной усадьбы заповедника отмечались ковры *Marchantia polymorpha,* кроме того, этот вид неоднократно отмечен на бетонных фундаментах различных построек. На гниющей древесине встречаются всего 6 видов (*Barbilophozia lycopodioides, Blepharostoma*

trichophyllum, *Cephalozia bicuspidata, Ptilidium pulcherrimum Scapania irrigua*, *S. mucronata*). На старых заборных досках массово произрастает *Ptilidium pulcherrimum.* На территории заповедника нередко можно встретить кострища, оставшиеся после посещения туристов, сотрудников заповедника, браконьеров и пр. Здесь обильно произрастает *Marchantia polymorpha.*

На антропогенных местообитаниях отмечены четыре вида из числа внесённых в Красную книгу Мурманской области [3]: *Cephalozia connivens Cephaloziella rubella, Diplophyllum obtusifolium, Nardia japonica* (табл. 1, отмеченные *), и один внесённый в Красную книгу Российской Федерации [4] – *Nardia breidleri* (табл. 1, отмеченные **). Причём, если последние четыре вида характерны для антропогенно нарушенных местообитаний, то находка на тропе, проходящей через сфагново-осоковое болото в тундровом поясе, бореального гелофитного вида *Cephalozia connivens* явилась, в какой-то мере, неожиданной.

Табл. 1. Печёночники антропогенных местообитаний Лапландского заповедника.

Таксон	Элемент		Субстрат				
	Ш	Д	М, П	К	Д	КД	СМ
Anthelia juratzkana (Limpr.) Trevis.	АМ	Ц	+	+	-	-	+
Barbilophozia barbata (Schmidel ex Schreb.) Loeske	АБМ	Ц	+	-	-	-	-
Barbilophozia hatcheri (A. Evans) Loeske	АБМ	Ц	+	+	-	-	-
Barbilophozia lycopodioides (Wallr.) Loeske	АБМ	Ц	+	-	+	-	-
Blasia pusilla L.	ПК		+	-	-	-	-
Blepharostoma trichophyllum (L.) Dumort.	АБМ	Ц	+	-	+	+	+
Cephaloziella spinigera (Lindb.) Warnst.	АМ	Ц	-	-	-	-	+
Cephalozia bicuspidata (L.) Dumort.	ПК		+	-	+	+	+
**Cephalozia connivens* (Dicks.) Lindb.	Б	Ц	-	-	-	-	+
Cephaloziella divaricata (Sm.) Schiffn.	АБМ	Ц	-	-	-	-	+
**Cephaloziella rubella* (Nees) Warnst.	Б	Ц	+	-	-	-	
**Diplophyllum obtusifolium* (Hook.) Dumort.	АБМ	ПЦ	+	-	-	-	-
Diplophyllum taxifolium (Wahlenb.) Dumort.	АБМ	Ц	+	+	-	-	-
Gymnocolea inflata (Huds.) Dumort.	АБМ	Ц	+	-	-	-	+
Gymnomitrion brevissimum (Schleich. ex Dumort.) Warnst	АМ	Ц	+	-	-	-	-
Gymnomitrion concinnatum (Lightf.) Corda	АМ	Ц	+	+	-	-	-
Isopaches bicrenatus (Schmidel ex Hoffm.) H.Buch	АБМ	Ц	+	-	-	-	+
Lophocolea heterophylla (Schrad.) Dumort.	Б	Ц	+	-	-	-	-
Lophozia savicziae Schljakov	А	Н	+	-	-	-	-
Lophozia silvicola H.Buch	АБМ	Ц	+	-	-	-	-
Lophoziopsis propagulifera (Gottsche) Konstant. et Vilnet	АБМ	Ц	+	-	-	-	+
Marchantia polymorpha L.	К		+	-	-	-	-
Mylia anomala (Hook.) Gray	АБМ	Ц	+	-	-	-	+
***Nardia breidleri* (Limpr.) Lindb.	АМ	Ц	+	-	-	-	-
Nardia geoscyphus (De Not.) Lindb.	АМ	Ц	+	-	-	-	-
Nardia insecta Lindb.	АБМ	ПЦ	+	-	-	-	-
**Nardia japonica* Steph.	АМ	Ц	+	-	-	-	-
Nardia scalaris Gray	АМ		+	-	-	-	-
Obtusifolium obtusum (Lindb.) S.W. Arnell	АБМ	ПЦ	+	-	-	+	-
Pellia neesiana (Gottsche) Limpr.	АБМ	Ц	+	-	-	-	-
Plectocolea hyalina (Lyell) Mitt.	АБМ	Ц	+	-	-		
Pleurocladula albescens (Hook.) Grolle	АМ	Ц	+	-	-	-	+
Pseudolophozia sudetica (Nees ex Huebener) Konstant. et Vilnet	АМ	Ц	+	+	-	-	+
Ptilidium ciliare (L.) Hampe	АБМ	Ц	+	-	-	-	-

Ptilidium pulcherrimum (Weber) Vain.	Б	Ц	-	-	+	+	-
Scapania curta (Mart.) Dumort.	АБМ	Ц	+	-	-	-	-
Scapania irrigua (Nees) Nees	АБМ	Ц	+	-	+	-	-
Scapania mucronata H. Buch	Б	Ц	+	-	+	-	-
Scapania parvifolia Warnst.	АБМ	Ц	+	-	-	-	-
Scapania scandica (Arnell et H.Buch) Macvicar	А	ПЦ	+	-	-	-	-
Schistochilopsis incisa (Schrad.) Konstant.	АБМ	Ц	+	-	-	-	-
Schljakovia kunzeana (Huebener) Konstant. et Vilnet	АБМ	Ц	+	-	-	-	-
Solenostoma caespiticium (Lindenb.) Steph.	АБМ	АМФ	+	-	-	-	+
Solenostoma confertissimum (Nees) Schljakov	А	Ц	+	+	-	-	+
Solenostoma sphaerocarpum (Hook.) Steph.	АБМ	Ц	+	+	-	-	+
Tetralophozia setiformis (Ehrh.) Schljakov	А	Ц	+	+	-	-	+
Tritomaria quinquedentata (Huds.) H.Buch	АБМ	Ц	-	+	-	-	+

Примечание Широтные элементы: А – Арктический; АМ – Арктомонтанный; АБМ – Арктобореальномонтанный; Б – Бореальный; ПК – Почти космополит; К - Космополит Долготные элементы: Ц - Циркумполярный; ПЦ – Почти циркумполярный; Н - неясный; АМФ – Амфиокеанический; Субстрат: М, П – мелкозем и почва; К – камни ; Д – древесные субстраты ; КД – комли деревьев; СМ – среди/на других мохообразных; (+) – наличие вида; (-) – отсутствие вида.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке подпрограммы «Биоразнообразие» программы Президиума РАН «Биоразнообразие и динамика генофондов».

Список литературы

1. Белкина О.А. Листостебельные мхи антропогенных местообитаний Мурманской области // Ботанический журнал. - Т. 86. - № 11 - 2001. С. 21 - 36.
2. Константинова Н.А. Анализ ареалов печеночников Севера Голарктики //Arctoa. – Т. 9. – 2000 - С. 29-94.
3. Красная книга Мурманской области. - Мурманск, 2003. - 400 с.
4. Красная книга Российской Федерации (растения и грибы). - М., 2008. - 855 с.
5. Юрцев Б.А., Кучеров И.Б. Типы нарушений растительности // Антропогенная динамика растительного покрова Арктики и Субарктики: Принципы и методы изучения. - С.-Пб, 1995. С. 64-74.
6. Konstantinova N.A., Bakalin V.A., Andreeva E.N., Bezgodov A.G., Borovichev E.A., Dulin M.V., Mamontov Yu.S. Checklist of liverworts (Marchantiophyta) of Russia // Arctoa - Vol. 18. - 2009. P. 1-63.

СОВРЕМЕННЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КИНЕТИКИ БИОДЕСТРУКЦИИ СТОЙКОГО ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА В ВОДНОЙ СРЕДЕ

Губернаторова Т.Н.

Институт водных проблем РАН, г. Москва, tatiana.ivp.ran@gmail.com

Биодеструкция органического вещества (ОВ) занимает ведущее место среди факторов, регулирующих темп самоочищения водной среды и влияющих, через качество вод, на благополучие водных экосистем, их биоразнообразие и доступность для человека. Органическое вещество непрерывно распределено по реактивностям от лабильных фракций с временем распада порядка часов или суток до стойких, например, лигнинов и гумусовых веществ, распадающихся за время от нескольких лет до многих тысяч лет, вплоть до высококонденсированных керогенов с геологическими временами распада порядка сотен тысяч и миллионов лет. Время распада существенно зависит от природы молекул, их структуры и размеров. Стойкое органическое вещество состоит, как правило, из крупных макромолекул разных размеров, образованных из моно-

мерных единиц в результате полимеризации или поликонденсации и обладающих хаотической дендроидной или поперечно сшитой структурой. Типичными веществами такого рода являются гидрофильные лигнины и гумусовые вещества. Остро стоит проблема техногенного загрязнения гидросферы органическими отходами производств, которые трудно подвергаются деструкции. Прежде всего, это относится к целлюлозно-бумажной промышленности с ее многотоннажными лигнинсодержащими отходами, загрязняющими гидросферу, литосферу и приземные слои атмосферы. Наряду с экологическими проблемами, деструкция органического вещества играет важную роль в планетарном цикле углерода, который протекает в своей значительной части в Мировом океане и определяет параметры климата и состояние биосферы.

Ввиду многообразия органических веществ в водной среде, изучение деструкции целесообразно проводить на примере типичного представителя широкого класса соединений. Таким уникальным веществом является лигнин, который считается эталоном неупорядоченного биополимера. Широкая распространённость природного лигнина, который составляет до трети биомассы древесины, и экологическая опасность техногенного лигнина являются

В монографии [1] представлено современное состояние исследований деструкции многокомпонентного органического вещества в водной среде.

В работе рассматривается современное состояние проблемы. Анализируется роль деструкции многокомпонентного органического вещества в самоочищении водной среды. Обосновывается выбор лигнина в качестве эталонного представителя широко распространённого класса природных и техногенных органических веществ – биополимеров с хаотической структурой. Разрабатывается методология исследований, обосновывающая трехуровневую иерархическую схему достижения цели, включающую механизмы деструкции (микроуровень), кинетику процесса (мезоуровень) и общую скорость минерализации органического вещества (макроуровень) (рис.1).

Рис. 1. Блок-схема иерархического моделирования деструкции органического вещества.

На обширном литературном материале проводится анализ современных представлений о структурной организации лигнина, анализируется статистика связей и функциональных групп; выявляются доминирующие связи и группы; оцениваются массы и размеры макромолекул лигнина и особенности молекулярно-массового распределения; описываются характеристики фрактальной структуры макромолекул. В результате сформулированы основные закономерности строения лигнина, определяющие кинетику его деструкции, которые используются в дальнейшем для разработки модели этого процесса.

Анализируются механизмы ферментативной деструкции лигнина (рис. 2). Описываются основные группы микроорганизмов-деструкторов лигнина и их ферментные системы. Проводится анализ биохимических механизмов действия основных лигнинразрушающих ферментов: лигнинпероксидазы, марганецпероксидазы, гибридной пероксидазы, лакказы. Оцениваются типичные размеры молекул ферментов и особенности молекулярно-массового распределения. Анализируется специфичность действия ферментов, а также роль кислорода в их функционировании. Рассматриваются структурные изменения при деструкции лигнина. Проведенный анализ позволил сформулировать основные закономерности деструкции лигнина с целью их использования для построения модели процесса.

Разработана модель кинетики деструкции лигнина, основанная на результатах анализа его структуры и механизмов деструкции. Сформулированы постулаты модели, составляющие основу описания кинетики деструкции лигнина. Дано детальное обоснование постулатов на основе сведений о строении лигнина и механизмах его деструкции. Подробно описана процедура построения модели. Проведён анализ построенной нелинейной модели. Изучены разные режимы деструкции лигнина, отвечающие моно- и полидисперсному составу макромолекул. Исследована асимптотическая стадия кинетики деструкции и определён закон снижения концентрации органического углерода со временем. Рассмотрено влияние на кинетику фрактальной структуры макромолекул и типа их начального молекулярно-массового распределения. Определен спектр реактивности макромолекул лигнина и спектр их времен распада. Проанализированы некоторые экспериментальные данные, на примере которых рассматриваются особенности применения теоретических соотношений.

Цель исследований, результаты которых изложены в монографии, состояла в решении актуальной проблемы самоочищения водной среды – выявлении закономерностей деструкции многокомпонентного органического вещества. В качестве типичного представителя широкого класса органических веществ с хаотической структурной организацией макромолекул рассмотрен лигнин, который является продуктом разрушения древесины и поступает в воду вместе с продуктами его трансформации, включая гумусовые вещества.

Разработанная математическая модель кинетики биодеструкции лигнина, учитывает закономерности строения данного класса веществ и механизмы их деструкции. Анализ построенной нелинейной модели показывает наличие степенной кинетики деструкции. Изучены важные частные случаи моно- и полидисперсного состава макромолекул лигнина. Показано, что степенная кинетика деструкции определяется не только фрактальной структурой макромолекул, но и типом их начального распределения по размерам. Последнее формируется в водной среде при участии коагуляционных механизмов, которые приводят к появлению степенного хвоста распределения. Определён спектр времен распада макромолекул лигнина, распределённых по размеру.

Проведён анализ литературных данных по кинетике деструкции органического вещества в морских донных отложениях и в условиях лабораторных экспериментов. Данные охватывают исключительно широкий временной интервал: от нескольких часов до миллиона лет, и показывают, что концентрация убывает со временем по степенному закону с показателем степени 0,14. Для морских седиментов выявлены по литературным данным два интервала изменения показателя степени: 0,14–0,28 и 0,8–1,1. Рассмотрена также кинетика

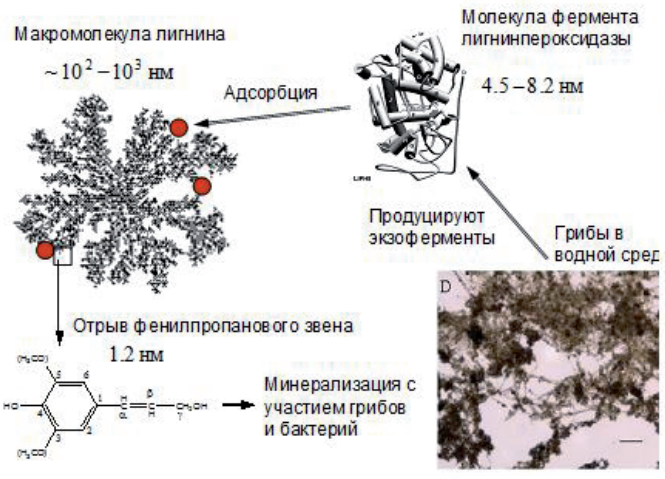


Рис. 2. Цикл деструкции макромолекул лигнина.

деструкции технического лигнина, присутствующего в сточных водах предприятий целлюлозно-бумажной промышленности. Показатель степени в этом случае равен 0,4–0,5 при деструкции в толще воды и 1–2 при деструкции в воде в присутствии донных отложений.

Развитый в работе теоретический подход позволил установить функциональный вид зависимости $c(t)$ концентрации органического углерода от времени в процессе деструкции. Её точный аналитический вид получен для монодисперсного начального распределения макромолекул по размерам. Для произвольного начального распределения, сформированного при участии коагуляционных механизмов, показано, что асимптотика зависимости $c(t)$ на больших временах (когда распадается стойкая фракция) имеет степенной вид. Указана зависимость параметров кинетики от характеристик структуры макромолекул (через фрактальные размерности объема и поверхности), от прочности связей (через кинетический коэффициент k_1) и от параметров начального распределения (например, от начальной концентрации макромолекул, их среднего размера, индекса убывания распределения при коагуляционном формировании макромолекул). Показано, как показатель степени в степенном законе распада зависит от фрактального индекса макромолекулы (т.е. отношения фрактальных размерностей поверхности и объёма) и от индекса убывания степенного хвоста начального распределения; определены интервалы изменения указанных показателей. Построенные теоретические соотношения позволяют интерпретировать эмпирические данные по кинетике деструкции органического вещества. Установленный степенной закон распада говорит о том, что деструкция многокомпонентного органического вещества в водной среде протекает намного дольше, чем принято считать на основании оценок по линейным моделям, что риск накопления органических токсикантов в водных объектах более высок и что, в связи с этим, необходим пересмотр методики расчёта предельно допустимых сбросов.

Список литературы

1. Долгоносов Б.М., Губернаторова Т.Н. Механизмы и кинетика деструкции органического вещества в водной среде // М., КРАСАНД/URSS, 2011, с. 208

РАДИОАКТИВНОСТЬ ДОКЕМБРИЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ ГОРНЫХ ПОРОД ВОДЛОЗЕРСКОГО БЛОКА (ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА)

Икконен П.В., Мельник Н.А.
Учреждение Российской академии наук Институт химии и технологии редких элементов и минерального сырья им. И.В. Тананаева Кольского научного центра РАН, г. Апатиты, melnik@chemy.kolasc.net.ru

Авторами исследовался ряд объектов в пределах Водлозерского блока (ЮВ Фенноскандинавского щита) на территории Республики Карелия и Архангельской области, которые представляют интерес для горнорудной и строительной промышленности. Возрастающие темпы индустриального развития северных регионов богатых полезными ископаемыми увеличивает антропогенную нагрузку на экосистемы уникальных природных объектов. В связи с чем экологическое состояние таких территорий, в том числе радиоэкологическое, должно находиться под постоянным наблюдением.

Территория Водлозерского блока, расположенного в восточной части Карельского кратона (рис.1), представлена в основном сложно построенным комплексом архейских преимущественно тоналит – трондьемит - гранитоидных (ТТГ) пород с возрастом 3.8 - 2.6 млрд. лет, сохранившим реликты (останцы, ксенолиты, скиалиты) древнейших базит-ультрабазитов с возрастом 3.4 млрд.лет. Наиболее поздние лейкограниты и сопутствующие им пегматиты с возрастом около 2.5 млрд. лет характеризуются повышенными содержаниями ториевых минералов (монацит, ксенотим и др.) [1].

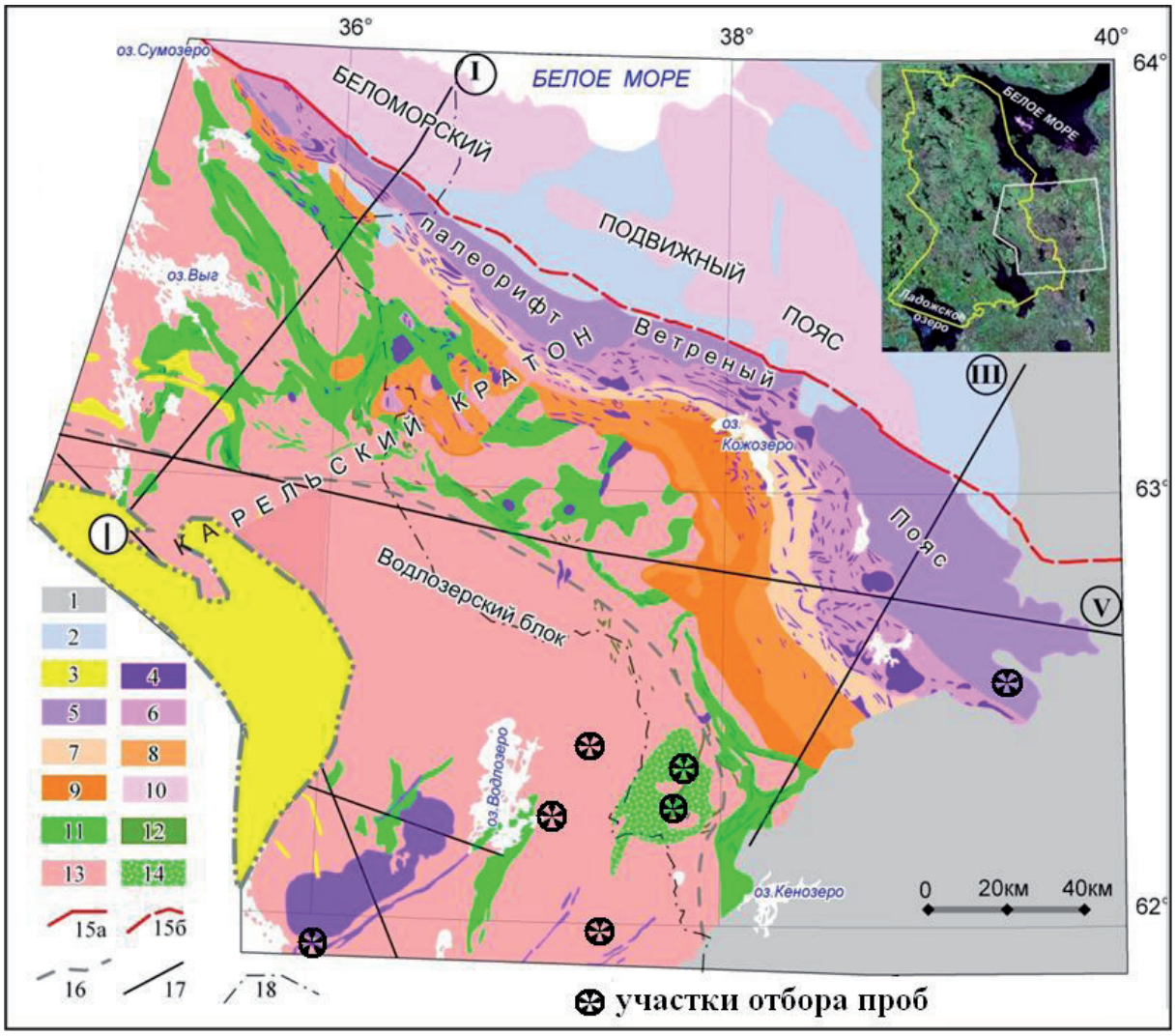


Рис. 1. Геологическая карта – схема юго-восточной Фенноскандии. (Составили: В.С.Куликов, В.В.Куликова, Я.В.Бычкова, А.К.Полин, 2010 г.). Условные обозначения: Фанерозой. 1 – осадочные породы палеозоя. Неопротерозой. 2 – осадочные породы венда. Палеопротерозой. Людиковий и ятулий. 3 – осадочные, основные вулкани-ческие и субвулканические породы (2.2-1.96 Ga). Сумий. 4 – мафит-ультрамафитовые интру-зивы, в т.ч. расслоенные, силлы и дайки (2.5-2.4 Ga); 5 – коматиитовые базальты свиты Ветреный Пояс (2.45-2.41 Ga); 6 – осадочные породы виленгской и калгачинской свит; 7 – терригенные, карбонатные породы и толеитовые базальты кожозерской свиты; 8 – основные и средние вулканиты киричской свиты; 9 – терригенные поро-ды токшинской свиты, местами гранитизированные (р-н оз. Кожозеро). Архей. 10 – гнейсы и амфиболиты беломорской серии, гранитоиды (в т.ч. более молодые); 11 – кремнистые и углеродсодержащие осадки, вул-каниты (коматииты, базальты, риодациты и туфы) вожминской серии (3.0-2.8 Ga); 12 – интрузивные мафи-ты и ультрамафиты лопийских зеленокаменных поясов; 13 – тоналиты, трондьемиты, гнейсы, амфиболиты палеоархея (>3.2 Ga) и гранитоиды мезо-неоархея (2.8-2.6 Ga); 14 – амфиболиты по базальтам и коматиитам волоцкой свиты (~3.4 Ga); 15 – Северный надвиг (а), то же - под вендским и палеозойским чехлом (б); 16 – граница палеоархейского Водлозерского блока; 17 – профили глубинного сейсмического зондирования и их номера (I-V); 18 - административная граница.

Все породы претерпели неоднократный метаморфизм и метасоматоз. В палеопротерозойское время (2.5 – 2.45 млрд. лет) блок стал ареной внедрения крупнейшего в Европе Бураковского мафит-ультрамафитового плутона и его сателлитов: Авдеевской, Шальской и других более мелких даек [2]. Активизация тектоно-магматических процессов привела к очередному всплеску преобразования пород, что выразилось в появлении обогащенных торием метасоматитов с возрастом около 2.41 – 2.35 млрд. лет. Следствием этого в долгоживущих зонах (вплоть до настоящего времени) тектонических нарушений могут существовать разные по интенсивности аномалии радиоактивных элементов. Это послужило основанием для исследования радиоактивности горных пород Водлозерского блока.

Совместно с сотрудниками ИГ КарНЦ РАН (д.г.м.н. В.С.Куликов и др.) были обследованы наиболее доступные, обширные и хорошо обнажённые участки в основном ТТГ в долинах рр.

Ялгонда, Вама, Водла, Черева, Сухая Водла, Черева, Винела, а также габбронориты и секущие их мелкие жилы гранитов во 2-м Авдеевском карьере к югу от Бураковского Плутона, на которых были отобраны пробы для стационарных исследований.

В данной работе представлены результаты радиологических исследований горных пород вышеуказанного района, полученные в полевых условиях (см. рис. 1.) и стационарных на базе аккредитованной региональной лаборатории радиационного контроля ИХТРЭМС КНЦ РАН. Исследования проводили с использованием сертифицированного оборудования: радиометра-спектрометра МКС-03-1Н, радиометра ДКГ-07 и радиологического комплекса «Прогресс-АБРГ». Радиационно-гигиенические характеристики исследуемых горных пород определяли радиометрическими и спектрометрическими методами по аттестованным методикам [3-5].

Во всех исследуемых горных породах были обнаружены природные радионуклиды рядов урана-238 ($(0.1\div1.4)\times10^{-3}$ мас. %) и тория-232 ($(0.3\div3.9)\times10^{-3}$ мас. %), а также калий-40 (0.5÷4.8 мас. %) (см. таблицу 1.).

Таблица 1. Радиационно-гигиенические характеристики проб горных пород

№ п/п	Наименования горных пород	Место отбора	Удельная радиоактивность, Бк/кг			$А_{эфф,}$ Бк/кг
			Ra-226	Th-232	K-40	
1	Базальты	Карьер Мяндуха	6±1	6±1	70±14	20±4
2	Базальты	Карьер Мяндуха	3±1	4±1	63±13	15±3
3	Базальты	Карьер Мяндуха	8±2	7±1	82±16	25±5
4	Габбродолериты	р. Винела	13±2	14±2	170±25	45±7
5	Габбродолериты	р. Винела	10±2	15±2.6	185±35	45±8
6	Габбродолериты	р. Винела	6±1	2±1	135±35	22±5
7	Амфиболиты	р. Винела	5±2	2±1	7±2	8±2
8	Габбронориты	Авдеевская дайка	13±4	11±4	160±45	42±11
9	Граниты	Авдеевская дайка	25±6	53±10	1210±220	200±35
10	Граниты	р. Черева	6±1	2±1	5±1	9±2
11	Граниты	р. Винела	6 ±1	15±3	420±70	65±10
12	Пегматиты	р. Винела	17±3	45±6	685±120	135±20
13	Граниты	р. Винела	80±13	115±15	620±100	285±40
14	Тоналитогнейсы	пос. Водла	25±6	25±7	1470±265	190±35
15	Плагиомикроклиновые граниты	пос. Водла	13±3	100±10	905±145	225±25
16	Плагиомикроклиновые граниты	р. Вама	6±4	145±20	1185±210	300±30
17	Плагиомикроклиновые граниты	р. Сухая Водла	18±7	185±24	1185±220	365±50
18	Гранитогнейсы	р. Вама (плотина)	70±10	160±20	1130±205	380±50
19	Тоналиты	р. Вама (плотина)	175±25	160±40	1075±105	480±65

Мощность амбиентного эквивалента дозы гамма-излучения (МАЭД) на всех исследуемых участках не превышала нормированных значений для населения (0.25 мкЗв/ч), максимальные значения (0.3 мкЗв/ч) были обнаружены на поверхности ТТГ обнажения на реке Вама в 30 м выше по течению относительно плотины. Максимальные удельные активности всех радионуклидов соответствуют тоналитам и гранитогнейсам, также отобранным в этом районе, эффективная удельная активность ($А_{эфф}$) их была равна соответственно 560 Бк/кг и 380 Бк/кг. Эти значения превышают норматив I класса по радиоактивности при использовании горных пород в качестве сырья для производства стройматериалов [6]. Тоналиты имеют торий-радиевый характер радиоактивности - вклад радионуклидов в эффективную удельную активность составляет 43% и 36% соответственно, а гранитогнейсы – ториевый (55%).

Плагиомикроклиновые граниты, отобранные на обнажениях по берегам рек Водла, Сухая Водла и Вама в пределах Илексинско-Водлинской антиформы, имеют практически одинаковое распределение радионуклидов с преобладанием тория-232 и калия-40, в среднем соответственно 62% и 33% от эффективной удельной активности. При этом отмечено, что величина радиоактивности этих пород уменьшается в зависимости от расположения участков с севера на юг, т.е. от обнажений на реке Сухая Водла к обнажениям на реке Водла ($А_{эфф}$: 365 Бк/кг - Сухая Водла, 300 Бк/кг - Вама, 225 Бк/кг - Водла). Характер радиоактивности плагиомикроклиновых гранитов ториевый.

Для тоналитогнейсов с обнажения на берегу реки Водла характерны низкие активности радия и тория (25 Бк/кг), и высокая активность калия-40 (1470 Бк/кг). Основной вклад в эффективную удельную активность вносит калий-40 (69%), характер радиоактивности калиевый.

Граниты, вмещающие Авдеевскую дайку, имеют также калиевый характер радиоактивно-

сти его вклад в эффективную удельную активность составил 54 %. Габбронориты Авдеевской дайки не имеют выраженного характера радиоактивности: вклад радия-226 в эффективную удельную активность – 31%, тория-232 – 34%, калия-40 – 35%.

В гранитах, отобранных на обнажениях в долине реки Винела (табл., №№ 11-13), удельная активность радия-226 варьирует в пределах 10-28 Бк/кг, тория-232 – 31-53 Бк/кг, калия-40 – 20-60 Бк/кг. Из этих данных следует, что распределение радионуклидов в гранитах юго-восточного крыла Черевской синформной структуры неравномерно.

В пробах габбродолеритов, отобранных на обнажениях в долине реки Винела (табл., №№ 4-6) распределение радионуклидов также неравномерно, за исключением радия-226, значения удельной радиоактивности которого во всех пробах довольно стабильны и составляли 22-27 Бк/кг.

Амфиболитам р. Винела характерны относительно низкие активности радионуклидов (радия-226 – 5 Бк/кг, тория-232 – 2 Бк/кг, калия-40 – 7 Бк/кг), они имеют радиевый характер радиоактивности его вклад в эффективную удельную активность составляет 62%, вклад тория-232 – 33%, калия-40 – 7%.

Для базальтов карьера Мяндуха характерны низкие удельные активности радионуклидов (Бк/кг): радия-226 – 6, тория-232 – 6, калия-40 – 72, характер радиоактивности не выражен т.к. вклад в эффективную удельную активность каждого радионуклида составляет около 33%.

В гранитах, отобранных с обнажения на реке Череве, отмечены низкие (в пределах 2-6 Бк/кг) значения удельной радиоактивности, не характерные для гранитов в целом, что связано с особенностями минерального состава и условиями образования.

Таким образом самые высокие активности радия-226, обнаружены в тоналитах (175 Бк/кг) и гранитогнейсах (70 Бк/кг), отобранных на обнажении в устье реки Вама, но также могут встречаться в гранитах долины реки Винела (80 Бк/кг). Максимальные концентрации тория-232 обнаружены в плагиомикроклиновых гранитах (100-185 Бк/кг), тоналитах (160 Бк/кг), гранитогнейсах (160 Бк/кг). Высокие концентрации его встречаются также в гранитах долины реки Винела (115 Бк/кг).

Максимальные содержания калия-40 обнаружены в пробах тоналитогнейсов, отобранных на обнажении реки Водла (1470 Бк/кг), плагиомикроклиновых гранитах (1185 Бк/кг), тоналитах (1075 Бк/кг) и гранитогнейсах (1130 Бк/кг) с обнажения в устье реки Вама и в гранитах вмещающих Авдеевскую дайку (1210 Бк/кг).

Для всех исследуемым основных пород (габбродолериты, амфиболиты, габбронориты, базальты) характерно низкое содержание радионуклидов: радия-226 и тория-232 - до 13 Бк/кг и до 15 Бк/кг соответственно, значения калия-40 варьируют в пределах 65 – 185 Бк/кг.

Тоналиты и гнейсы, $А_{эфф}$ которых находится в пределах 375-545 Бк/кг с учетом неопределенности измерений, относятся к радиоактивным; остальные исследуемые горные породы – к слаборадиоактивным. Исследования показали, что радиоактивность рассматриваемых пород хорошо согласуется с общими представлениями о радиоактивности земной коры [7].

Выводы. Изучено содержание природных радионуклидов и характер радиоактивности исследуемых докембрийских магматических горных пород Водлозерского блока. Установлено, что исследуемые породы относятся к низко и среднерадиоактивным.

В соответствии с действующими нормативно-правовыми документами при использовании исследуемых горных пород в промышленности или строительных материалах необходима дополнительная оценка их по радиационному фактору для определения пригодности применения их в конкретных целях.

Выявлены особенности пространственного распределения радионуклидов в породах на территории ЮВ Фенноскандии, связанные с условиями их образования.

Горные породы с повышенным содержанием природных радионуклидов и расположенные в районе водных бассейнов могут представлять потенциальную радиационную опасность. На близких к охраняемым природных территориях, такие работы должны выполняться с особой осторожностью, чтобы не нарушить равновесие экосистем.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ 09-05-00376а

Список литературы

1. История Земли в галактических и солнечных циклах // В.В.Куликова и др., - Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 250 с.

2. Куликова В.В. Волоцкая свита – стратотип нижнего архея Балтийского щита. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1993. 256 с.

3. Мельник Н.А. Практика использования радиологического комплекса «Прогресс-АБГ» для анализа природных объектов. //АНРИ, 2006. № 1. С. 42-44.

4. Мельник Н.А. Методика определения радиационно-гигиенических характеристик

строительных материалов на основе минерального и техногенного сырья. Свидетельство об аттестации МВИ № 40090.8А094-1 от 14.01.2008 г. - Апатиты: ИХТРЭМС КНЦ РАН, 2008. - 17 с.

5. Методика измерения активности радионуклидов в счётных образцах на сцинтилляционном гамма-спектрометре с использованием программного обеспечения «ПРОГРЕСС». М.: ФГУП «ВНИИФТРИ», 1996. 41 с.

6. Нормы радиационной безопасности (НБР-99/2009): Санитарные правила и нормативы. СанПиН 2.6.1.2523-09. М.: Федеральный центр гигиены и эпидемиологии Роспотребнадзора, 2009. 100 с.

7. Минералогическая энциклопедия / под ред. К. Фрея, пер. с англ. – Л.: Недра, 1985. 512 с.

ВЛИЯНИЕ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ТЕРМИЧЕСКИХ ВОЗДЕЙСТВИЙ НА РАДИОЭКРАНИРУЩИЕ СВОЙСТВА ШУНГИТОВЫХ ПОРОД.

Мошников И.А.,
Петрозаводск, Институт геологии КарНЦ РАН, igorm@krc.karelia.ru.

Шунгитовые породы относятся к группе углеродсодержащих докембрийских пород Карелии, являющихся природными композитными материалами, которые имеют ряд экономических и технологических преимуществ вследствие высокой проводимости и особенностей структуры углерода, связанной с хорошо развитой нанометровой пористостью. Шунгитовый углерод сам по себе является неплохим радиоэкранирующим материалом, а использование его в качестве наполнителя позволяет получать композиты с высокой эффективностью экранирования.

При выборе шунгитовых пород для создания радиоэкранирущих материалов следует обращать внимание не только на процентное содержание углерода в породе, но и на его структурно-морфологические параметры [1]. Структурно-морфологические параметры зависят от условий образования шунгитовых пород, в том числе термического воздействия. При высокотемпературном воздействии происходят сложные твердофазные реакции, которые приводят в целом к уменьшению содержания углерода в шунгитовой породе [3-5]. Имеется некоторая пропорциональная зависимость проводимости и эффективности экранирования шугитовых пород от процентного содержания углерода, но она не однозначна и связана с надмолекулярной структурой углеродистого вещества шунгита.

Ранее проведенные исследования различных типов шунгитовых пород, в том числе отобранных на контактах с интрузиями, при приблизительно одинаковом содержании углерода, показали, что эффективность экранирования может сильно различаться и зависит от наличия контакта с интрузиями [1].

Целью данной работы являлось проведение модельного эксперимента, связанного с термической обработкой порошков шунгитовых пород различных типов и исследование радиоэкранирущих свойств полученных материалов.

При термической обработке в лабораторных условиях наблюдается различный эффект воздействия температуры на эффективность экранирования шунгитовых пород. Для одних после обработки происходит повышение электропроводности, для других - снижение, что, может быть связано с различиями в минеральном составе породы и в надмолекулярной структуре углерода.

В значениях удельной проводимости порошков шунгитовой породы наблюдается некоторая корреляция от содержания углерода и особенности силикатного состава (табл. 1). При этом для образцов натрового ряда выявлены более высокие значения проводимости и эффективности экранирования (рис. 1) при близких значениях процентного содержания углерода, чем для шунгитовых пород калиевого ряда.

Таблица 1. Электростуктурные характеристики порошков шунгитовой породы

месторождение	Лебещино		Подсосонье		Залебяжское			скважина	71	152
Na_2O, %	1,79		0,09		0,05			Na_2O, %	3,97	0,04
K_2O, %	0,21		1,21		0,07			K_2O, %	0,26	0,35
образец	Л	ЛМ	П	ПМ	Зл	ЗлМ		глубина	64,8	45,3
С, %	54,6	56	45,8	40	24,8	22,5		С, %	18,2	19,4
σ, См/м	715	1530	340	140	165	540		σ, См/м	340	95

Примечание: *Л*, П, З*л* – шунгитовая порода, *Л*М, ПМ, З*л*М – термообработанная (модифицированная) шунгитовая порода, 71 – шунгитовая порода на контакте с плагиопорфиритами (глубина 64,8 м), 152 – шунгитовая порода на контакте с диабазом (глубина 45,3 м).

Приведённые данные хорошо иллюстрируются на примере использования термообработанной шунгитовой породы в качестве наполнителя радиоэкранирущих композитных материалов [2]. В образце с термообработанным наполнителем наблюдается более однородная структура с отсутствием крупных кристаллов и большим количеством шарообразных включений (рис. 2).

Таким образом, термическая обработка шунгитовых пород различных типов изменяет эффективность экранирования исследуемых материалов, для одних после обработки происходит улучшение радиэкранирующих свойств, для других их ухудшение. В частности, наблюдаются более высокие значения эффективности экранирования для шунгитовых пород натрового ряда.

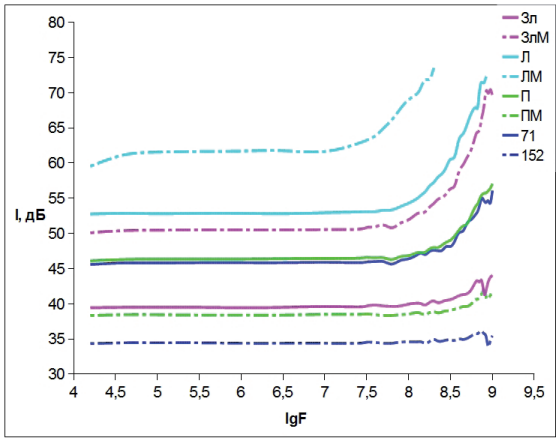


Рис. 1. Зависимость эффективности экранирования материалов от логарифма частоты электромагнитного поля (F).

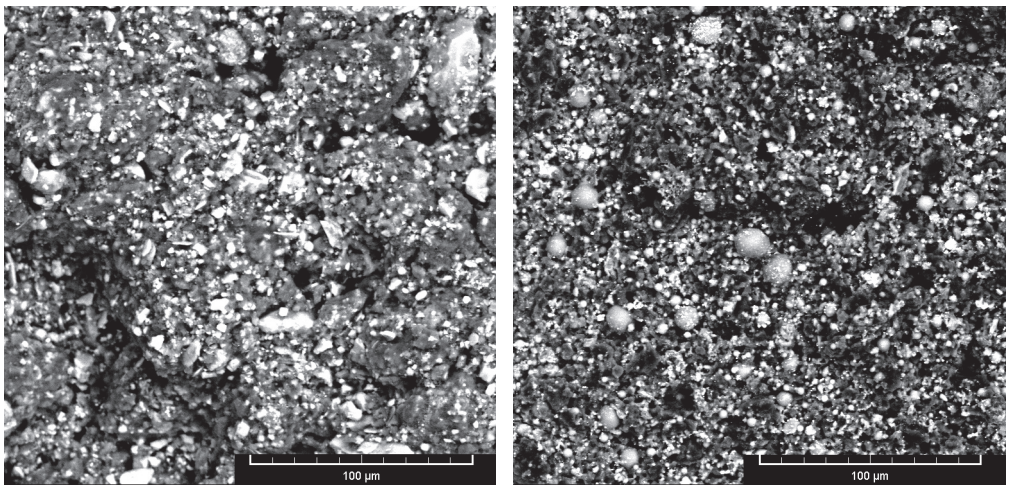


Рис. 2. Снимки поверхности шунгито-наполненных композитных материалов: справа – наполнитель - порошок шунгитовой породы, слева – наполнитель - порошок термообработанной шунгитовой породы.

Список литературы

1. Мошников И.А. Влияние структурно-морфологических параметров шунгитовых пород на их радиоэкранирущие свойства. // Геология, полезные ископаемые и геоэкология северо-запада России. Материалы XX российской конференции молодых ученых, посвященной памяти К.О. Кратца. Петрозаводск: КарНЦ РАН. 2009, с.165-167.

2. Мошников И.А. Радиоэкранирущие шунгито-наполненные композитные материалы. // Геология и геоэкология: исследования молодых. Материалы XIX российской конференции молодых ученых, посвященной памяти К.О. Кратца. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2008, с.43-46.

3. Ковалевский В.В. Фуллероидные структуры в исходных и модифицированных шунгитовых породах. // Материалы 4-ой Международной конференции «Углерод: фундаментальные проблемы науки, материаловедение, технология». Москва: МГУ им. М.В. Ломоносова. 2005, с.122.

4. Луговская И.Г., Крылов И.О., Ануфриева С.И., Якушина О.А. Преобразование фазового состава и текстурно-структурных характеристик в процессах модификации углеродсодержащих шунгитовых сорбентов. // Материалы Международной конференции «Углерод: минералогия, геохимия и космохимия». Сыктывкар: Геоприт, 2003, с.284-287.

5. Сафронов А.Н., Германов Е.П., Ковалевский В.В. Преобразование шунгитового углерода при термобарическом воздействии. // Материалы 5-ой Международной конференции «Углерод: фундаментальные проблемы науки, материаловедение, технология». Москва: МГУ им. М.В. Ломоносова. 2006, с.163.

ИССЛЕДОВАНИЕ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРОДСКОЙ РЕКИ ЛОСОСИНКА (ПЕТРОЗАВОДСК), КАК ВАЖНЫЙ ЭЛЕМЕНТ В ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКОМ МОНИТОРИНГЕ УРБАНИЗИРОВАННОЙ ТЕРРИТОРИИ

Слуковский З.И.
УРАН Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, slukovsky87@gmail.com

Введение. Речные донные отложения, являясь объектом изучения геологов, геохимиков и экологов, представляют собой сложный продукт взаимодействия неорганического вещества (аллювий) и биоты (преимущественно бентос). Нарушение естественного равновесия биогеоценоза водоема вследствие техногенной нагрузки на урбанизированной территории влечёт за собой изменения всех компонентов экологической системы донных осадков.

Образование на современном этапе седиментации на дне городских рек (также как и других водоёмов) особого типа отложений – техногенных илов говорит о серьёзной проблеме воздействия городской среды (автомобильный транспорт, промышленность, бытовые отходы) со средой природной. Отличительной особенностью техногенных илов от природных русловых осадков является гранулометрический состав: большое содержание в них алевритовых и глинистых частиц, что определят высокую способность техногенных илов к накоплению токсичных веществ [5, 8].

В эколого-геологической системе города, включающей в себя и источник воздействия, и геологический компонент и «экологическую мишень», донные осадки рек – это конечный пункт в пути миграции химических элементов (в частности, загрязняющих веществ) природного и техногенного генезиса [2]. Принимая во внимание тесную взаимосвязь атмосферы, литосферы (включая почвенный покров – педосферу) и гидросферы, как составных частей биологической оболочки Земли, можно установить, что концентрация основных поллютантов окружающей среды происходит на дне наземных водоёмов любого происхождения [7]. Следовательно, говоря о загрязнении донных отложений, можно делать выводы о состоянии всей природной среды в целом [1].

Объект и методы исследования. Река Лососинка – это типичная для Карелии малая река, относящаяся к полугорному типу. Свое начало она берет от озера Лососинского и впадает в Петрозаводскую губу Онежского озера, являясь его притоком. Длина Лососинки по данным справочника «Каталог озёр и рек Карелии» 2001 года составляет 21,2 км, из которых около 6 км она протекает по территории города Петрозаводск. Площадь водосбора реки равна 302 км^2 [6].

По данным многолетних исследований (Государственный доклад… 2001 г. и др. гг.) по химическому составу река Лососинка считается загрязнённой. Превышения предельно-доступных концентраций (ПДК) зафиксировано по многим химических элементам (в том числе, тяжёлым металлам (ТМ)). Это даёт основания для изучения такой более инертной (по сравнению, например, с водой) системы, как донные осадки [4].

Рис. 1. Космоснимок Google Earth исследуемого участка р. Лососинка

Для исследования был выбран участок реки на территории города, расположенный в 450 м от устья и характеризующий высокой скоростью осадконакопления за счёт замедления скорости течения реки. По всей площади (около 0,043 км^2) были отобраны пробы из верхнего слоя (5-10 см) донных осадков во время снижения уровня воды в реке осенью 2007 года после открытия плотины, находящейся ниже по течению. Всего было отобрана 81 проба донного осадка.

Рис. 2. Вид на исследуемый участок р. Лососинка

Пробоотбор и первичная обработка каменного материала производились в соответствии с ГОСТ 17.1.5.01-80 и имеющимся рекомендациям [3]. После выделения из проб донных отложений фракции менее 0,1 мм, которая наилучшим образом может характеризовать загрязнение осадков тяжелыми металлами, материал был проанализирован в аналитической лаборатории Института геологии КарНЦ РАН на квадрупольном масс-спектрометре X-Series-2 методом ICP-MS.

Анализ полученных результатов. В таблице ниже приведены значения средних, максимальных и минимальных концентраций химических элементов, превышение предельно-допустимых норм которых, наиболее опасно для окружающей среды. Для тех элементов, ПДК и ОДК которых, на данный момент не разработаны ни для донных осадков, ни для почв, в таблице даны значения Кларков, как средних значений содержания того или иного элемента в земной коре.

Таблица 1. Концентрации (г/т) тяжелых металлов и As во фракции < 0,1 мм в донных осадках р. Лососинка

	Mn	Cu	Zn	Cd	Pb	Sb	Mo	As
x_{max}	6889	84	273	4,0	60	7,9	2,5	16,7
x_{min}	1610	48	137	2,0	32	2,3	1,2	5,6
$x_{средн.}$	3597	69	202	2,4	48	3,7	1,8	8,9
n	30	30	30	30	30	30	30	30
ПДК/ОДК*	1500	55*	100*	-	32	4,5	-	2
Кларк	1000	47	83	0,13	16	0,5	1,1	1,7

Анализ данных таблицы показывает, что средние значения концентраций марганца и цинка превышает ПДК в два раза, меди, свинца, молибдена и сурьмы – в полтора, кадмия и мышьяка – на несколько порядков. Это говорит о высоком уровне загрязнения донных осадков Лососинки и всей экосистемы водоема в целом.

Исследования донных отложений реки Шуя, протекающей за пределами города Петрозаводск, также проводимые в нашей лаборатории геохимии и моделирования природных и техногенных процессов, выявили более низкие значения концентраций загрязняющих веществ, чем в речных отложениях части реки Лососинка, протекающей в черте города [4].

Выводы. Влияние выбросов автомобильного транспорта, а также слив ливневых канализационных стоков в Петрозаводскую реку Лососинка сильно меняет химический состав воды и, как следствие, донных отложений. Постоянный мониторинг природно-техногенной геосистемы города поможет выявить основные источники загрязнения водоема и закономерности геохимического распределения элементов в осадках. Кроме того необходимо проследить динамику улучшения или ухудшения состояния биогеоценоза исследуемого городского водоёма.

Рис. 3. Электронное изображение остатков диатомовых водорослей р. Лососинка (Петрозаводск) (слева направо): *Cocconeis placentula, Surirella sp., Pinnularia sp.*

В план эколого-геохимического мониторинга также необходимо включить изучение реакции живых организмов (от простейших до высших форм, включая человека) на изменение состояния окружающей среды. К такому подходу обязывает, как указывалось во вводной части статьи, тесный контакт всех геосфер Земли на любом открытом участке планеты. Поэтому исследование, в первую очередь, бентосных организмов (например, диатомовых водорослей, рис. 3) экологической системы реки Лососинка будет проведено в нашей лаборатории, как самостоятельно (в стенах Института геологии), так и при сотрудничестве с другими институтами Карельского научного центра РАН.

Список литературы

1. Андросова Н.К. Геолого-экологические исследования и картографирование (Геоэкологическое картирование): Учеб. Пособие. – М.: Изд-во РУДН, 2000, 98 с.
2. Косинова И.И., Богословский В.А., Бударина В.А. Методы эколого-геохимических, эколого-геофизических исследований и рациональное недропользование: Учебное пособие. – Воронеж.: Изд-во ВГУ, 2004. – 284 с.
3. Методические рекомендации по геохимической оценке загрязнения поверхностных водотоков химическими элементами. – М.: ИМГРЭ, 1982,74 с.
4. Рыбаков Д.С., Крутских Н.В., Лазарева О.В., Слуковский З.И., Кричевцова М.В. Оценка состояния природно-техногенных геосистем в приделах города Петрозаводска и прилегающих территорий // Геология Карелии от архея до наших дней: Материалы докладов Всероссийской Конференции, посвященной 50-летию Института геологии Карельского научного центра РАН. Петрозаводск, 24-26 мая 2011 года. Петрозаводск: Институт геологии КарНЦ РАН, 2011. 220 с.
5. Страхов Н. М., Бродская И. Г., Князева Л. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. – М.: Изд-во АН СССР, 1954, 791 с.
6. Филатов Н.Н., Литвиненко А.В., Фрейндлинг В.А. и др. Каталог озер и рек Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. – 290 с.
7. Шилов И.А. Экология: Учебник для биол. и мед. спец. вузов/И.А. Шилов. – 4-е изд., стер. – М.: Высш. шк., 2003. – 512 с.: ил.
8. Янин Е. П. Техногенные речные илы в зоне влияния промышленного города (формирование, состав, геохимические особенности). – М: ИМГРЭ, 2002, 100 с.

ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ ПРИРОДНЫХ ИСТОЧНИКОВ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ НА О. САХАЛИН И УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ ГАЗООПАСНЫХ РАЙОНОВ

Сырбу Н.С., Шакиров Р.Б.
ТОИ ДВО РАН, г. Владивосток, super-zlaya@mail.ru

В последние годы интерес к изучению процессов дегазации земной коры вызван экологическими исследованиями баланса метана в атмосфере и формирования газоопасных зон в поверхностных грунтах, что не может быть выполнено без учёта эндогенной поставки метана.

Сахалин и присахалинский шельф находится в составе Азиатско-Тихоокеанской зоны перехода от континента к океану и представляет собой гигантскую межблоковую структуру глобального уровня и область интенсивной разрядки глубинной энергии.

Природные газы острова Сахалин представлены в основном термогенными и метаморфогенными газами. Основными целями работы стали выявление районов с аномальными полями CH_4 и CO_2 и оценка их вклада в формирование газоопасных зон на о. Сахалин.

Для Южно-Сахалинского грязевого вулкана изотопный состав углерода углекислого газа ($\delta^{13}C$ – 2,8 до –2,7 ‰ PDB) и $\delta^{13}C$ метана (- 27,0 ‰ PDB); для Главного Пугачевского вулкана $\delta^{13}C$ метана составляет от -23 до -22 ‰ PDB. Соотношение стабильных изотопов углерода метана обоих вулканов указывает на происхождение метана в результате глубинного термогенного преобразования органического вещества.

Для Дагинского геотермального месторождения основным компонентом спонтанного газа является метан с изотопным составом $\delta^{13}C$ от -54 до -57 ‰ PDB.

На о. Сахалин наблюдается тенденция к утяжелению изотопного состава углерода метана в направлении с севера на юг от -58,8 ‰ (для Дагинского геотермального месторождения) до -27,1 ‰ (для ЮСГВ) [4].

Основное внимание уделено изучению газогеохимического состава свободных газов из грязевых вулканов Сахалина – Южно-Сахалинского (ЮСГВ), Главного Пугачевского (ГПГВ), Дагинской геотермальной системы (ДГС), Шахтерскому каменноугольному месторождению, ряду нефтегазовых месторождений. Были проанализированы и использованы данные, полученные предшественниками: Гресовым А.И. – по угольным месторождениям, Мельниковым О.А., Сабировым Р.Н., Валяевым Б.М. – по грязевым вулканам.

Сахалин является уникальным объектом, где существуют практически все виды углеводородных залежей, и поэтому является актуальным объектом для геоэкологических и геофизических исследований.

Положение острова в зоне сочленения литосферных плит обуславливает его своеобразное геологическое строение, которое характеризуется большими мощностями верхнемеловых и кайнозойских осадков, повышенной сейсмичностью и большими градиентами тектонических движений.

Основное внимание в проведённых исследованиях было уделено формированию газоопасных зон, которые приурочены к крупным тектоническим нарушениям, а так же связаны с активизацией сейсмических событий. Выявление районов опасных по выделению газов (метан и углекислый газ) является актуальной проблемой для Сахалина, так как основные крупные населенные пункты сосредоточены главным образом в зоне влияния основных глубинных разломов.

Районы грязевого вулканизма на острове Сахалин. В результате многолетних наблюдений (2001, 2005, 2007 и 2009) был установлен средний химический состав свободных газов сахалинских грязевых вулканов во время пассивных периодов (таблица 1.).

Таблица 1. Химический состав свободных газов грязевых вулканов Сахалина.

Объект	Год отбора проб	CO_2, %	O_2+Ar, %	N_2, %	CH_4, %	C_2H_6, ppm	C_3H_8, ppm	i-C_4H_{10}, ppm	n-C_4H_{10}, ppm
ЮСГВ	2001	69,2-83,9	0,2-7,4	2-5,2	12,4-28,4	1,6-371	7,5-426	6,9-90,5	0.6-108,7
	2005	58,6-86,7	0,1-0,9	1,2-6,9	11,8-33,3	0,16-2855	0,04-581	0,005-128,6	0,005-125,6
	2007	68,3-78.8	0,1-3,2	1,1-3,3	12,7-35,6	0,07-0,2	0,02-0,05	0,005-0,01	0,006-0,01
	2009	67,3-84,1	0,2-1,2	1,5-4,6	13,3-29,8	0,1-0,25	0,03-0,1	0,005-0,1	0,005-0,1
ГПГВ	2001	8,6	18,4	60,4	12,6	92,8	н.о.	н.о.	н.о.
	2005	6,4-27	21,7-21,8	нет данных	63-83	0,5-5,6	0,3-0,9	н.о.	н.о.
	2009	18,8	5,3	12,6	63,3	0,02-0,03	н.о.	н.о.	н.о.

Главным газовым компонентом для ЮСГВ является CO_2 – до 74%; значительных концентраций достигает и CH_4 – до 24%.

Главный Пугачевский грязевой вулкан характеризуется низкой интенсивностью выделения свободных газов из грифонов. Качественный состав газа отличается от Южно-Сахалинского (относительные содержания CO_2 около 25% и CH_4 около 70% с вариациями). Для обоих грязевых вулканов характерно наличие тяжёлых углеводородов до пентана включительно, что указывает на общность их генезиса.

Пугачевский и Южно-Сахалинский грязевые вулканы во многом схожи: примерно одинаковое по размерам грязевое поле, грифоны вытянуты цепочкой в субмеридиональном направлении; близкий характер деятельности; расположены в поле распространения высокопластичной верхнемеловой алевролито-аргиллитовой формации и приурочены к Центрально-Сахалинскому разлому типа взбросо-надвига субмеридаианльного простирания.

Обычно ЮСГВ и его газы рассматриваются как отдельный локальный объект. Однако он контролируется линейной структурой - глубинным активным разломом субмеридианального простирания. Думается что на определенном участке Центрально-Сахалинского разлома источник углекислого газа может быть один и тот же как на ЮСГВ так и на соседних ключах и ГПГВ. В этих пределах вдоль разлома характерно изменяются содержания CH_4 и CO_2.

Шахтерское каменноугольное месторождение. Выявлено, что угленосные районы острова Сахалина в целом характеризуются высокими значениями концентраций метана и незначительным количеством углекислого газа (до 5-10%). Однако в зонах окисления угля его содержание достигает 20-50% [1].

В работе эта особенность показана на примере Шахтерского каменноугольного месторождения как одного из наиболее крупных, отрабатываемое двумя шахтами (Ударновская и Углегорская).

По химическому составу свободных газов и их процентному содержанию шахты Ударновская и Углегорская сходны между собой. Преобладающий газ – метан с концентрациями от 77 до 92%. Доля CO_2 невилика, примерно 7%.

Нефтегазоносные области. Более 90% месторождений и разведанных запасов нефти и газа сосредоточены в Охинском и Ногликском административных районах Сахалинской области (северо-восток) [5].

Для нефтегазовых месторождений Сахалина для проб газа, отобранных в период с 1970 по 1984 гг. [3], приведён следующий химический состав: содержание метана составляет от 65,8% до 94,5%, среднее 78,3 %. Сумма тяжёлых углеводородов достаточно стабильна (6,3%), что характерно для многих нефтяных и нефтегазовых месторождений.

Геотермальные системы. Химический состав газа сахалинских геотермальных систем рассмотрен на примере Дагинского месторождения термальных вод. И состоит преимущественно из метана (до 93%). На сравнительно небольшой глубине отмечены высокопластичные глинистые толщи, предположительно неогенового возраста, а также активный Гаромайский разлом (Восточно-Сахалинская разломная зона), к которому приурочено месторождение.

Важнейшим количественным показателем для оценки газовой эмиссии является дебит. Дебит газа в грифонах ЮСГВ летом 2005 г. изменялся незначительно, в относительно небольших пределах 8-10 мл/с.

При наблюдениях в 2006 и 2007 гг. после Горнозаводского (18 августа 2006 г., M=5,6) и Невельского (2 августа 2007 г., M=6,1) землетрясений отмечено резкое увеличение дебита газа в 2–5 раз по сравнению с его средним уровнем до землетрясений. Результаты ранее проведённых исследований позволяют утверждать, что сильные землетрясения влияют также на химический состав свободных газов ЮСГВ [2].

На Шахтерском месторождении дебит метана более 15-20 $м^3$/мин (250-333 л/с). Суммарный дебит насыщенных метаном термальных вод в Ногликском районе - 3 л/сек.

Вклад Дагинской геотермальной системы в глобальный бюджет метана в атмосфере - 0,1 млн тонн/год. Это составляет 1,8% метана в атмосферу от вклада общемировых прибрежных и шельфовых грязевых вулканов, что позволяет выделить Дагинскую геотермальную систему в качестве крупного поставщика метана в атмосферу.

Выбросы Южно-Сахалинского грязевого вулкана не столь значительны по сравнению с Дагинской системой, и составляют 0,39 тонн в год.

Выводы. 1. В результате анализа газогеохимического режима основных источников углеводородных газов на острове Сахалин были выделены зоны повышенной газовой опасности. Все изучаемые объекты приурочены к крупным тектоническим разломам: ЮГСВ и ГПГВ – Центрально-Сахалинский разлом, Шахтерское каменноугольное месторождение – Западно-Сахалинский, ДГС и рассматриваемые месторождения нефти и газа – Хоккайдо-Сахалинскаий разлом.

Необходимо отметить, что газоопасные районы расположены вдоль тектонических разломов и связаны с непосредственными выходами газов на поверхность. Расположение основных населенных пунктов Сахалина приурочено к разломным зонам. Поэтому проблема газобезопасности населения приобретает первостепенное значение.

2. Выявлена тенденция к снижению концентраций CO_2 в свободных газах на острове Сахалин в северном направлении.

3. Исследования по изучению природных газов позволяют выделить на острове Сахалин две основных зоны размещения разных типов источников углеводородных газов: Нефтегазоносная (северо-восток) и Углегазоносная (юго-запад). Граница раздела этих областей условно проходит по Центрально-Сахалинской разломной зоне (рис. 1).

В пределах Нефтегазоносной зоны сосредоточены все нефтегазовые месторождения о. Сахалин, включая геотермальные проявления, где основным газом является метан.

Углегазоносная зона характеризуется в целом метаново-углекислым составом природных газов. Здесь сосредоточены все основные угольные месторождения Сахалина, а так же районы современного грязевого вулканизма.

4. Существенное влияние на выходы метана оказывают сейсмотектонические процессы в земной коре. Так как остров Сахалин отнесён к сейсмически опасным областям, то особого внимания заслуживает изучение режима поставки природных газов во время сейсмотектонических событий.

Рис. 1. Схема эколого-газогеохимического районирования о. Сахалин.

Список литературы

1. Гресов А.И., Обжиров А.И., Шакиров Р.Б. Метаноресурсная база угольных бассейнов Дальнего Востока России и перспективы ее промышленного освоения. Т.1. Углеметановые бассейны Приморья, Сахалина и Хабаровского края. – Владивосток: Дальнаука, 2009. – 247 с.

2. Ершов В.В., Шакиров Р.Б., Мельников О.А., Копанина А.В. Вариации параметров грязевулканической деятельности и их связь с сейсмичностью юга острова Сахалин // Региональная геология и металлогения. 2010. №42. С. 49-57.

3. Кудрявцева Е.И., Лобков В.А. Изотопный состав углерода метана как критерий прогнозирования дифференцированных залежей углеводородов // Тихоокеанская геология. 1984. №3. С. 117-120.

4. Сырбу Н.С., Шакиров Р.Б. Основные природные газы Сахалина: распределение и генезис. Тезисы докладов Пятой Сахалинской молодежной научной школы «Природные катастрофы: изучение, мониторинг, прогноз». Южно-Сахалинск, ИМГиГ ДВО РАН. 2010. С. 141-143.

5. Харахинов В.В. Нефтегазовая геология Сахалинского региона. – М.: Научный мир, 2010. – 276 с.

ЭКОЛОГИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА РТУТНОЙ ОБСТАНОВКИ В ОЗЁРНОЙ СИСТЕМЕ БОЛЬШОЕ ЯРОВОЕ НА ОСНОВЕ ГИС–ТЕХНОЛОГИЙ

Д.А. Чупина, В.Д. Страховенко
Институт Геологии и Минералогии им. В.С. Соболева,
г. Новосибирск, dasha.chupina@gmail.com

В природе нет токсичных и нетоксичных химических элементов – есть токсические и нетоксические концентрации. Концентрации химических элементов в почве играет определяющую роль в их экологической классификации. По содержанию химических элементов в природной среде определяются границы зон экологического благополучия, разной степени риска и бедствия. С этой целью перспективно использование геоинформационных технологий. ГИС позволяют проанализировать результаты мониторинга окружающей среды, используя различные методы пространственного и геостатитстического анализа. Эти методы позволяют выявить новые неочевидные закономерности и зависимости, которые просто невозможно определить, анализируя обычные табличные данные.

Цель работы – экологическая оценка ртутной обстановки в озёрной системе Большое Яровое на основе использования ГИС–технологий.

Озеро Большое Яровое расположено в западной части Кулундинской равнины Алтайского края. Это горько–соленое озеро с площадью 53 км^2, длиной 11,5 км, максимальной шириной 8 км, глубиной 7–8 м. По гидрохимическим характеристикам относится к самосадочным горько-соленым озерам хлоридно-сульфатно–натриево–магниевого состава солей. Из – за высокой минерализации единственным видом, обитающим в озере, является жаброногий рачок *Artemia salina*. Почвы представлены солонцами, солончаками. В природно-климатическом отношении площадь водосбора представляет собой сухую дерновинно–злаковую степь с малым (250-300 мм) количеством осадков в год.

На северном берегу озера расположен химкомбинат «Алтайхимпром». С 1944 г. и до 2005 химкомбинат являлся крупным производителем стратегических военных и фотоматериалов, моющих и отбеливающих средства, а также оксида ртути. Сырьём для производства служила металлическая ртуть.

В озере Большое Яровое, вследствие его бессточности и естественно–географических условий, происходила первичная и вторичная аккумуляция химических элементов, в том числе тяжелых металлов. На основании многолетних исследований озеро признано антропогенно–измененым [5].

Основой данной работы послужили аналитические геохимические данные, полученные в лаборатории геохимии редких и радиоактивных элементов в Институте геологии и минералогии СО РАН в период с 1993 по 2010 года. Геохимические данные обработаны с помощью программы STATISTICA 8.0 и ГИС ArcMap 9.3 в сочетании с модулем Geostatistical Analyst. В ходе выполнения геохимических исследований в силу дороговизны метода анализа приходится мириться с нарушением требования массовости (объем выборки n>30). Для экологической оценки состояния озера Большое Яровое использовалась малая выборка, почвы были опробованы в 14 разрезах (каждый разрез усреднен по 6 пробам), донные отложения – 15 (1 разрез усреднён по 10- 25 пробам). По мнению А.А. Михальчук, Е.Г. Язикова, особенностью применения статистических методов для малых выборок является всесторонний анализ характера решаемой задачи, выбор наиболее эффективных статистических методов обработки измерений [2].

Для повышения информативности и наглядности выбран изолинейный способ картографического изображения. Для создания изолиний применялся метод интерполяции IDW (обратно взвешенных расстояний). Метод IDW предполагает, что каждая опорная точка оказывает локальное влияние, которое уменьшается с расстоянием, таким образом, точкам, находящимся в окрестностях искомой присваиваются весовые значения большие, чем удалённым от неё.

При построении карт концентрации разбиваются на классы:

Xmin – Xср;
Xср – (Xср+σ);
(Xср+σ) – (Xср+ 2σ);
(Xср+2σ) – (Xср+3σ);
(Xср+3σ) и выше;

Где:

Xmin– минимальное значение концентрации элемента;
Xср– среднее арифметическое содержание;
σ – стандартное отклонение.

Ртуть – один из приоритетных элементов-токсикантов в биосфере, относящийся к первому классу опасности. Средняя фоновая концентрация микроэлемента в поверхностном слое почв не превышает 0,4 мг/кг, с колебаниями от 0,01 до 1,5 мг/кг [3]. В поверхностных водах соединения ртути находятся в растворённом и взвешенном состоянии. Соотношение между ними зависит от химического состава воды и значений pH. В водных объектов ртуть может находиться в виде метилртутных соединений.

Содержание ртути в почве и донных отложениях озера Большое Яровое ниже установленных ПДК (2.1 г/т). Однако экстраполяция единых величин ПДК на все территории без учёта региональных особенностей представляется несостоятельной. По данным Н.Л. Байдиной, почвообразующие породы юга Западной Сибири и сформированные на них почвы имеют более низкий природный уровень содержания ртути, чем породы и почвы европейской части России [1].

Донные отложения содержат «исторические записи» прошлых химических условий и позволяют установить фоновые уровни, с которыми могут сравниваться и сопоставляться существующие условия. Нами принят критерий аномальности ($X_{ср}+ 2\sigma$).

В настоящее время, среднее содержание ртути в донных отложениях 0,128 г/т, почвы 0,05 г/т, при региональном фоне 0,06 г/т [4]. Однако в зоне воздействия отходов химкомбината концентрация ртути повышается до 0,182 г/т. В донных отложениях так же выделяется локальная зона аномального содержания (до 0,693 г/т).

Корреляционный анализ показал, что в почве ртуть связывается с Al, V, K и отрицательно коррелирует со Sr, Ca, Mg. При попадании ртути в озеро, эти связи теряются, т.к. в донных отложениях не наблюдается достоверной корреляции Hg ни с одним элементом, в том числе и с микроэлементами.

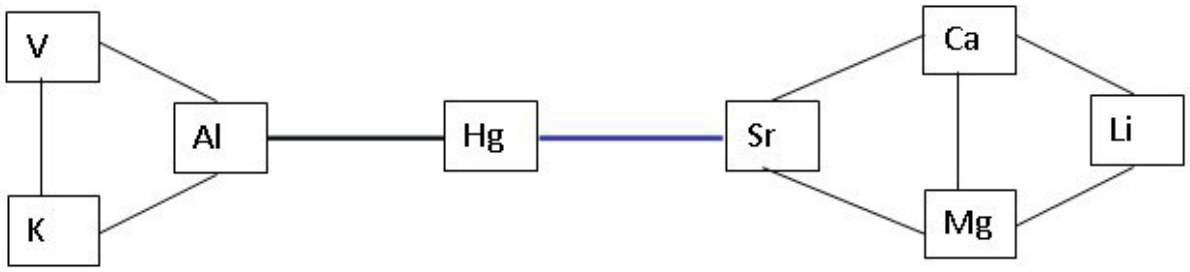


Рис.1. Корреляционные связи Hg в почве

При рассмотрении вертикального распределения ртути в донных отложениях так же можно сказать о нормализации ртутной обстановки в озёрной системе Большое Яровое. Локальное пятно ртутного загрязнения находится на глубине 20-30 см.

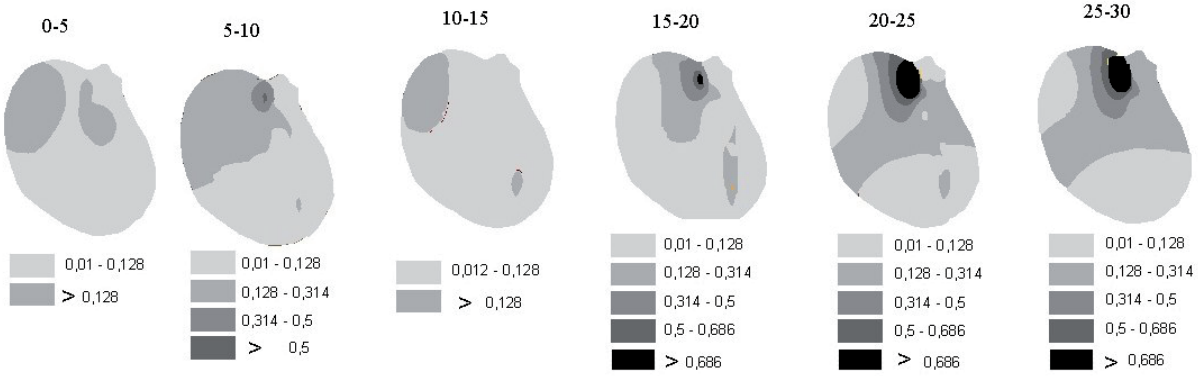


Рис.2. Вертикальное распределение ртути в донных отложениях озера Большое Яровое (от 0 до 30 см).

Применение ГИС позволило рассмотреть распределение ртути в озёрной системе Большое Яровое в пространственном и временном аспектах.

По акватории озера ртуть распределена не равномерно, локальная зона аномального содержания расположена в зоне воздействия отходов химкомбината. На основании корреляцион-

ного анализа и вертикального распределения ртути в донных отложениях, можно сделать вывод о нормализации ртутной обстановки на озере Большое Яровое.

На данный момент ртуть закреплена в донных отложениях. Однако не следует допускать изменений физико-химических условий в озёрной системе. Необходимо продолжать мониторинг состояния экосистемы озера Большое Яровое, а геоинформационные системы являются прекрасным инструментом для каталогизации, обобщения получаемых данных и составления прогнозов.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 09-05-00137.

Список литературы

1. Байдина Н.Л. Содержание и формы ртути в почвах южной части Западной Сибири// Агрохимия.2001. № 11. С. 59-63

2. Михальчук А.А., Язиков Е.Г.. Особенности применения статистического анализа при обработке материалов геоэкологических исследований в случае малых выборок//Вестник ТГУ. Проблемы геологии и географии Сибири. 2003. С. 182–184.

3. Пузанов А.В., Мальгин М.А., Горюнова Т.А., Ельчининова О.А. Микроэлементы в почвах и растениях средней части Кулундинской депрессии // Тяжёлые металлы и радионуклиды в окружающей среде: Доклады I Междун. научно-практич. конференции. - Семипалатинск, 2002. - С. 134-143.

4. Росляков Н.А., Ковалев В.П., Сухоруков Ф.В. и др. Экогеохимия Западной Сибири (тяжелые металлы и радионуклиды). Новосибирск., Изд–во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1996, 248 с.

5. Щербов Б.Л., Страховенко В.Д., Маликова И.Н. Природный и антропогенный источники элементного состава донных отложений в водоемах Алтайского края // Геология и геофизика, 2003, Т 44, № 10. С. 1024-1035.

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОЭКОЛОГИЯ: ИССЛЕДОВАНИЯ МОЛОДЫХ.
Материалы XXII конференции молодых учёных , посвященной памяти члена-корреспондента профессора К.О. Кратца.

г. Апатиты
8-10 ноября 2011 г.

Рекомендовано к печати Учёным советом ГИ КНЦ РАН

Научное некомерческое издание выпущено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований (11-05-01700-э_г)

РФФИ

Отпечатано в ООО К & М
184209 г. Апатиты Мурманской обл., ул. Ферсмана, д. 17 а
тел. / факс (881555) 77329
Тираж 100 экз.