

Геология и рудно-магматические системы

**КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ**



**ГЕОЛОГИЯ,
ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ
И ГЕОЭКОЛОГИЯ
СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ**

*Материалы XVII молодежной научной конференции,
посвященной памяти К.О.Кратца*

ПЕТРОЗАВОДСК 2006

ГЕОЛОГИЯ, ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И ГЕОЭКОЛОГИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ

Материалы XVII молодежной научной конференции, посвященной памяти К.О.Кратца

Организационный комитет конференции

Председатель Оргкомитета

Щипцов В.В. – д.г.-м.н., директор ИГ КарНЦ РАН, г.Петрозаводск

Зам. председателя Оргкомитета

Голубев А.И. – к.г.-м.н., зам. директора ИГ КарНЦ РАН, г.Петрозаводск

Секретарь Оргкомитета

Матвеева Т.С. – ИГ КарНЦ РАН, г.Петрозаводск

Члены Оргкомитета

Вревский А.Б. – д.г.-м.н., зам. директора ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Глебовицкий В.А. – проф., чл.-корр. РАН, Санкт-Петербург

Митрофанов Ф.П. – академик РАН, директор ГИ КНЦ РАН г.Апатиты

Светов С.А. – д.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, г.Петрозаводск

Степанова А.В. – к.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, г.Петрозаводск

Филиппов Н.Б. – к.г.-м.н., директор ФГУП «Минерал», Санкт-Петербург

В сборнике помещены доклады, сделанные 9-12 октября 2006 года в г. Петрозаводск молодыми учеными из академических, учебных и производственных организаций европейской части России из гг. Апатиты, Воронеж, Петрозаводск, Санкт-Петербург, Сыктывкар, Москва. Он состоит из шести тематических частей – Геология и рудно-магматические системы, – Минералогия и кристаллография, – Петрология, геохимия и геохронология, – Четвертичная геология, – Геофизика и петрофизика, – Геоэкология, мониторинг окружающей среды. Большинство статей решают не только региональные проблемы геологии и экологии, но и имеют общее научное, прикладное и методическое значение.

Редколлегия: **Голубев А.И.** (научный редактор), **Степанова А.В.**, **Матвеева Т.С.**

Материалы конференции отпечатаны в авторской редакции.

Конференция проводится при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 06-05-74082г) и Министерства промышленности и природных ресурсов Республики Карелия.



К.О. Кратц (1914–1983)

ГЕОЛОГ-ИССЛЕДОВАТЕЛЬ КАУКО КРАТЦ

Кауко Оттович Кратц, заслуженный деятель науки Карельской АССР, лауреат Государственной премии СССР и премии АН СССР имени А.П.Карпинского, кавалер двух орденов Трудового Красного Знамени, член-корреспондент АН СССР, доктор геолого-минералогических наук, родился 16 июня 1914 года в семье рабочего-плотника в канадском городе Седбери. В этом городе он окончил Горно-техническое училище. Родители, эмигрировали в 1906 году из Финляндии в Канаду, а в 1932 году переехали в СССР и получили советское гражданство. С 1932 г. по 1934 г. он работал в г.Петрозаводске, сначала преподавателем в строительном техникуме, а затем техником-конструктором на авторемонтном заводе. В 1934 году поступил учиться на геолого-почвенно-географический факультет Ленинградского государственного университета, который окончил в 1939 году по специальности «геохимия». С 1939г. по 1941 г. работал геологом в Ленинградском геологическом управлении по геологической съемке на Кольском полуострове. В 1941 году Кратц был призван на военную службу в Истребительные части УНКВД г.Ленинграда. Весной 1942 г. по состоянию здоровья был демобилизован и по выходе из госпиталя эвакуировался в г.Иркутск. Работал в Сибгеолнерудтресте и занимался геологической съемкой районов слюдяных месторождений Восточной Сибири (Бирюсинский и Мамско-Витимский).

В 1946 г. (прим. в этом году отмечается 60-летие Карельского научного центра РАН) он был принят на должность мнс в сектор геологии КФ научно-исследовательской базы, затем был старшим научным сотрудником и впоследствии руководителем отдела региональной геологии. Здесь он проводил тематические исследе-

дования по геологии и петрологии основных пород южной Карелии, а с 1948 г. по 1957 г. по стратиграфии и тектонике протерозоя Карелии. С 1949 г. по 1958 г. в Петрозаводском государственном университете одновременно читал курсы по общей петрографии, физико-химическим основам петрографии, структурной геологии и учению о геологических формациях.

По поручению Северо-Западного геологического управления с 1952 г. по 1960 г. был редактором подготовленного СЗГУ к изданию Государственных геологических карт масштаба 1:1000000 территории Карелии и Кольского полуострова, а затем тома XXXVII Геологии СССР (Карельская АССР). Этот том содержит первое сводное описание, охватывающее стратиграфию, тектонику, магматизм, полезные ископаемые и др. особенности региона.

Схема стратиграфии докембрия, предложенная К.О.Кратцем, легла в основу государственных геологических карт территории Карелии разного масштаба. Вышедшая в свет в 1964 г. книга "Геология карелиид Карелии" оказала очень большое влияние на развитие учения о геологии докембрия в СССР.

Весной 1962 г. Кратц защитил докторскую диссертацию. С 1962 г. по 1966 г. работал директором Петрозаводского Института геологии. С 1966 г. до конца своих дней был директором Института геологии и геохронологии АН СССР в Ленинграде. В 1982 году Президиум АН СССР присудил К.Кратцу премию имени А.П.Карпинского за серию работ по теме "Докембрийская земная кора материков, ее становление и эволюция".

Под руководством Кратца были составлены Геохронологическая карта восточной части Балтийского щита (1966), Геохронологическая карта Сибирской платформы и ее складчатого обрамления (1968), Геологическая карта фундамента европейской части СССР (1967), Палеотектонические карты раннего и среднего протерозоя СССР (1968), Тектоническая карта фундамента территории СССР (1974), Карта метаморфических поясов СССР (1974) и др.

Ему принадлежит огромная роль в развитии научного направления по геологии докембрия. Вполне заслуженно он в числе группы специалистов удостоен Государственной премии СССР за реализацию крупнейшего советско-финляндского проекта по освоению Костомукшского железорудного месторождения.

На протяжении 9 лет Кауко Кратц был сопредседателем советско-финляндской рабочей группы по научно-техническому сотрудничеству в области геологии. Успех сотрудничества на этой начальной стадии связан с именами первых сопредседателей Рабочей Группы. Это Герман Стигцелиус, директор Геологического института Финляндии, имевший большой опыт работы в ООН, и Кауко Кратц, чл.-корр АН СССР. Заседания Группы проводились ежегодно и поочередно: сначала на территории СССР (дважды в Петрозаводске) и потом – в Финляндии. Как правило, планировались и геологические экскурсии, посещение предприятий горной промышленности и ведущих научно-исследовательских и производственных геологических организаций. Накопленный опыт облегчал развитие международных связей. На этом фундаменте Институт геологии продолжает активные контакты с Геологической Службой Финляндии, свидетельством чему является подписанный долгосрочный Меморандум о сотрудничестве Геологической службы Финляндии и Института геологии в апреле 2005 г. в г.Петрозаводске.

До последних минут своей жизни, которая оборвалась 23 января 1983 г. в Ленинграде, Кауко Оттович сохранял оптимизм, работоспособность, жизнелюбие и трудолюбие.

Геологическая общественность 16 июня 2004 г. отметила 90-летие со дня рождения Кауко Оттовича Кратца. В этот день были возложены цветы на могилу К.О.Кратца на Сулажгорском кладбище в г.Петрозаводске, открыта мемориальная доска на здании Института геологии К.О.Кратцу в знак признания выдающихся заслуг геолога в исследованиях региональной геологии Карелии. Вот цитата из письма Калеви Кауранне, экс-генерального директора Геологической Службы Финляндии, написанного к 90-летию:

«...Я храню добрые воспоминания о старом и любимом друге. Кауко имел способность вдохновлять своих коллег... В Карелии прекрасные озера, сияющие белые березы, дружелюбие коллег и всех людей произвели на меня незабываемые впечатления. Вы имеете прекрасные полевые объекты для работы. Я надеюсь, что вы будете продолжать все дела в духе Кауко Кратца.»

Кратц отличался заботой о молодых исследователях, умел направить ход научной мысли в нужное русло. И вот уже традицией стало ежегодно проводить молодежные конференции, посвященные памяти К.О.Кратца. В этом году 17-ая конференция пройдет на берегу Онего. Материалы этой конференции у вас на руках. Несколько раз подобная конференция организовывалась в Петрозаводске. Последняя прошла осенью 2003 года по проблеме «Геология и геоэкология Северо-запада России».

Желаю успешной работы участникам конференции и дальнейших новых творческих плодотворных шагов в геологических исследованиях.

Директор Института геологии КарНЦ РАН, д.г.-м.н., профессор ПетрГУ В.В.Щипцов

***ГЕОЛОГИЯ И
РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ
СИСТЕМЫ***

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ НОВОГОДНЕЕ-МОНТО (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Андреев А.В.

ЦНИГРИ, Москва, nms@tsnigri.ru

Месторождение Новогоднее-Монто является в настоящее время первым разведанным и единственным промышленным золоторудным объектом полярноуральской части Ямало-Ненецкого АО. Выявленные условия локализации и закономерности формирования золотых руд этого месторождения позволяет использовать его в качестве эталонного объекта для целенаправленных поисков золота на Полярном Урале.

Руды рассматриваемого месторождения относятся к золото-скарновой субформации золото-сульфидно-кварцевой рудной формации. Они представлены двумя основными структурно-вещественными типами: золото-сульфидно-магнетитовым, локализованным в скарново-магнетитовых залежах и золото-сульфидно-кварцевым, локализованным в зонах пропилитов и кварц-кальцит-серицитовых метасоматитов.

Материал, собранный и обработанный автором совместно с большой группой специалистов ЦНИГРИ (А.Г. Волчков, А.А. Черемисин, М.М. Гирфанов, С.Г. Кряжев, В.П. Новиков, Н.М. Риндзюнская и др.), в том числе, приведенные в тексте результаты минералогических, изотопно-геохимических, физикохимических исследований, определения абсолютного возраста выполненные в ЦНИГРИ, позволяет охарактеризовать геологическое строение, условия локализации и закономерности формирования золотых руд месторождения Новогоднее-Монто. Работы проводились при содействии ОАО «Ямалзолото», ОАО «Ямальская горная компания», ОАО ПУГПП.

Положение месторождения в региональных структурах. Месторождение Новогоднее-Монто локализовано в пределах Тоупугол-Ханмейшорского рудного узла в северном секторе среднепалеозойского Малоуральского краевого вулканоплутонического пояса (ВПП). Вулканоплутоническая ассоциация Малоуральского ВПП представлена мощной среднепалеозойской толщей (S_2-D_1) вулканогенно-осадочных пород андезито-базальтового состава, вмещающей линзы рифогенных известняков, и прорывающими ее интрузивными образованиями собского (D_1) габбро-кварцдиорит-тоналитового комплекса.

Тоупугол-Ханмейшорский рудный узел отвечает крупной вулканотектонической депрессии, выполненной вулканогенно-осадочными породами, и ее интрузивному обрамлению, сложенному гранитоидами собского комплекса.

Рассматриваемая тектоно-магматическая структура располагается в области пересечения долгоживущих региональных зон тектонических нарушений продольно- и поперечно-уральского направлений, играющие главную роль в ее локализации и формировании. Первые сопряжены с продольной зоной Главного Уральского глубинного разлома (ГУГР) и контролируют развитие раннепалеозойской офиолитовой и среднепалеозойской базальт-андезитбазальт-тоналитовой вулканоплутонической ассоциаций. Вторые сопряжены с поперечной зоной Ханмейского глубинного разлома, обуславливают блоковое строение рудного узла и контролируют размещение более поздних магматических образований.

Месторождение Новогоднее-Монто, расположено в юго-восточной части рудного узла в пределах тектонического блока, сформировавшегося в области пересечения региональных зон разрывов восток-северо-восточного и северо-западного простираний. Блок раздроблен нарушениями более высокого порядка и, в целом, представляет собой локальное поднятие (Новогодненский выступ кровли гранитоидов собского комплекса), осложняющее вулканотектоническую депрессию.

Геологическое строение и вещественный состав руд месторождения. Основными вмещающими образованиями золоторудных тел на участке месторождения Новогоднее-Монто являются отложения вулканогенно-осадочной *тоупугольской толщи* (S_2-D_1 *tp*). В пределах месторождения отложения толщи имеют падение под углами $40-70^\circ$ в юго-восточных румбах и осложнены локальными складками. Разрез тоупугольской толщи в пределах месторождения представлен вулканокластическими породами с линзообразными телами мраморизованных известняков (до 200 м мощности) лагунной и рифовой фаций с фауной позднесилурийского возраста. Известняки не выдержаны по простиранию и фациально замещаются вулканогенно-осадочными отложениями. Верхняя часть разреза представлена переслаиванием вулканогенно-осадочных, вулканокластических и лав андезитбазальтовых и базальтовых порфиритов.

В строении участка месторождения участвуют магматические образования трех комплексов.

К наиболее ранним относятся натровые гранитоиды умеренно-кислого состава *собского габбро-кварцдиорит-тоналитового комплекса* (D_1 *s*). С этим комплексом в районе развития Малоуральского ВПП ассоциирует ряд мелких железорудных месторождений скарнового типа (Рудная Горка 3, Юньягинское и др.). В пределах месторождения Новогоднее-Монто образования собского комплекса занимают значительный объем и представлены роговообманковыми кварцевыми диоритами и тоналитами второй фазы внедрения (Rb/Sr возраст этих пород составляет 400 ± 10 млн. лет (Прямоносков и др., 2004) – D_1) и дайками (мощностью от первых метров до первых десятков метров) третьей фазы – роговообманковые кварцевые диоритовые порфириты, тоналит-

порфиры, плагиогранит-порфиры, преимущественно субширотного (восток-северо-восточного) простираения. Именно с сериями порфировых даек третьей фазы внедрения собского комплекса связывается формирование скарново-магнетитовых залежей и золотого оруденения месторождения Новогоднее-Монто.

К более поздним проявлениям магматизма на месторождении относятся: силлообразный массив и дайки пироксеновых габбро-долеритов *малоханмейского габбро-долеритового комплекса* ($D_2 m$) и штоки и дайкообразные тела монцодиоритовых порфиритов *конгорского габбро-монцонит-порфиритового комплекса* ($D_3 k$). Rb/Sr возраст монцодиоритовых порфиритов составляет 382 ± 10 млн. лет – D_3 .

К наиболее поздним магматическим телам месторождения относятся *дайки долеритовых порфиритов* ($T?$), пересекающие все стратиграфические, магматические и гидротермально-метасоматические образования, в том числе золоторудные тела. Большинство исследователей эти дайки рассматриваются как продукты позднепалеозойской-раннемезозойской активизации.

Наиболее ранняя группа гидротермально измененных пород, имеющая площадное распространение, представлена *пропилитами* хлорит-альбит-карбонатного состава. Они сформировались за счет преобразования рудовмещающих вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород, а также магматических образований собского комплекса. Относительно низкотемпературные площадные метапреобразования обусловлены процессами, сопровождающими общее поднятие «фронта» интрузивных пород при формировании вулcano-плутонической ассоциации.

На месторождении Новогоднее-Монто наиболее широко представлена вторая возрастная группа метасоматитов, сформировавшаяся в связи с воздействием скарнирующих растворов на известняки и карбонатсодержащие породы тоупугольской толщи – тела *известковых скарнов*, сформированные преимущественно минералами пироксен-гранатовой и пироксен-гранат-эпидотовой фаций. Скарны окаймляются ореолом околоскарновых пропилитоподобных метасоматитов отличающихся от описанных выше площадных преобразований отчетливо щелочным характером метасоматоза (содержание Na_2O до 10%). Температура их образования ($380^\circ C$) соответствует нижней границе условий формирования известковых скарнов и переходу к кварц-полевошпатовым метасоматитам и пропилитам.

Процесс скарнообразования завершается формированием *золото-сульфидно-магнетитовых руд*, определяющих промышленную значимость месторождения.

Основными золотосодержащими минералами в золото-сульфидно-магнетитовых телах на месторождении Новогоднее-Монто являются кобальтсодержащий пирит и кобальтин – характерные минералы высокотемпературного оруденения скарнового типа (температура образования сульфидов выше $350-400^\circ C$). Золото в рудах высокопробное и относительно низкопробное; последнее тяготеет к периферии рудных тел, что, отражает зональность их строения. Содержания золота в рудных телах составляют от 7,6 г/т до 18 г/т. Отношение Au/Ag 10:100. Золото-сульфидно-магнетитовые руды и золотосодержащие скарны характеризуются следующим набором ассоциирующих с золотом типоморфных элементов: Co, As, Cu, Ag, V, Ti.

Золотоносные образования заключительной стадии формирования месторождения представлены *кварц-кальцит-серицитовыми метасоматитами* различной интенсивности вмещающими малоомощные невыдержанные линзовидные и жильно-прожилковые кварцевые тела с *золото-сульфидной* (сульфидов не более 5%) минерализацией. На месторождении зоны метасоматитов этого типа локализованы в полосе шириной до 180 м, которая прослежена на 1 км вкост простираения пород тоупугольской толщи. Падение зон и оперяющих трещин преимущественно крутое восток-северо-восточное. Мощность тел метасоматитов варьирует от 1 до 10 м, протяженность по простиранию от 100 до 400 м. Метасоматиты прослежены по падению на глубину свыше 250 м. Субмеридиональные зоны в северной и южной частях месторождения пересекаются и ограничиваются субширотными разрывами. Промышленные рудные тела в зонах метасоматитов крайне невыдержаны, достигают 50–150 м по простиранию при мощности 1,3–2,0 м. Содержания золота варьируют от долей г/т до десятков г/т, составляя в среднем 2,5–3,7 г/т.

Исследования показали, что сопряженная с кварц-кальцит-серицитовым метасоматозом продуктивная золото-сульфидно-кварцевая минерализация сформировалась в интервале от $270^\circ C$ (основное количество кварца) до $210 \pm 10^\circ C$ (кальцит). Rb/Sr возраст кварц-кальцит-серицитовых метасоматитов, определенный в ЦНИГРИ, составляет 360 ± 1 млн. лет.

На завершающей стадии рудообразующего процесса в относительно низкотемпературных условиях ($130^\circ C$) сформировались *бонанцевые руды* золото-теллурического состава (содержания Au сотни г/т), локализованные в кварцевых жилах. Золото в ассоциации с теллуридами низкопробное, отношение Au/Ag в рудах около 0,5. Теллуриды представлены алтаитом, петцитом и гесситом. По геохимическому спектру бонанцевые руды существенно не отличаются от основной массы прожилково-вкрапленного оруденения.

Элементы геолого-генетической модели формирования руд месторождения. Формирование золото-рудной минерализации месторождения Новогоднее-Монто определяется развитием полиформационного гидротермально-метасоматического процесса скарново-пропилит-кварц-кальцит-серицитового типа, парагенетически связанного с эволюционным развитием долгоживущей магматогенно-гидротермальной системы среднепалеозойского ВПП. В отличие от других рудообразующих систем, для которых характерно

формирование рудных тел на заключительном этапе развития в связи с кислотным метасоматозом, промышленные залежи золото-магнетит-сульфидных руд были образованы здесь уже на ранней высокотемпературной стадии в период скарнообразования. С учетом этой особенности, известковые скарны рассматриваются в качестве одного из главных элементов модели рудообразования.

Проявление кислотного метасоматоза, формирование кварц-кальцит-серицитовых метасоматитов и сопряженной с ними золото-кварц-сульфидной минерализации рассматривается как следующий элемент развития рудообразующей системы. Временная близость процессов кварц-кальцит-серицитового метасоматоза и формирования даек «пестрого» состава – характерная черта многих золоторудных месторождений. В заключительный период рудообразующего процесса в золото-сульфидно-кварцевых жилах сформировалась низкотемпературная золото-теллуридная минерализация бонанцевых руд.

В качестве области генерации рудоносных образований рассматривается глубинный (вероятно, мантийный) магматический очаг, на что указывают изотопные характеристики основной группы магматических образований месторождения. Только в формировании ранних фаз собских гранитоидов предполагается участие корового вещества. Источник серы, согласно изотопным данным – мантийный; с глубинным источником также связан привнос основной массы золота и калия.

Транзит магматического и рудного вещества осуществлялся по системам крутопадающих региональных разрывов, что предопределило формирование в области их пересечения локальной рудоносной тектоно-магматической структуры. Магматиты и рудные образования рассматриваются как производные единой долгоживущей рудно-магматической системы, стадийность становления которой нашла отражение и в формировании золоторудных образований.

Локализация золотого оруденения контролировалась системой крутопадающих разрывов высоких порядков (сопряженных с региональными нарушениями), в сочетании с пологопадающими тектоническими зонами, при существенном значении состава рудовмещающих толщ. Последнее наиболее характерно для золото-сульфидно-магнетитовых рудных тел. Горизонты карбонат-содержащих пород и тела известняков имели принципиальное значение в формировании и локализации этой группы золотоносных образований. В локализации золото-сульфидно-кварцевых жил и жильно-прожилковых зон главную роль играли системы крутопадающих разрывов север-северо-западного – субмеридионального простирания.

В формировании золотой минерализации месторождения Новогоднее-Монто выделяется два основных этапа.

1) Золото-магнетит-сульфидные руды сформировались на поздней стадии образования известковых скарнов, характеризующейся повышением кислотности растворов, на фоне снижения температуры (от 600–550° до 350°). Изменение состава растворов привело к замещению скарновых минералов магнетитом, а затем сульфидами с золотом.

2) Золотоносные образования, представленные кварц-кальцит-серицитовыми метасоматитами, вмещающими золото-сульфидно-кварцевые жилы и жильно-прожилковые зоны, сформировались на заключительной стадии становления рудно-магматической системы в температурном интервале 270–210° из высококонцентрированных хлоридных растворов, в связи с возрастанием их окислительного потенциала. Температура образования золото-теллуридной ассоциации, завершающей формирование золотоносных образований этой группы, составляло 130°.

ОСОБЕННОСТИ СУБДУКЦИИ ПРИ ВСТРЕЧНОМ ВЗАИМОДЕЙСТВИИ ИНДО-АВСТРАЛИЙСКОЙ И ЕВРАЗИЙСКОЙ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Антипов А.А., Гайнанов А.Г.

МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, yaretus@yandex.ru

Субдукционные зоны продолжают вызывать особый интерес у представителей науки о Земле. Это частично связано с катастрофическими природными явлениями, такими как землетрясения, цунами и вулканизм островных дуг. В то же время, данные конвергентные границы служат конечным членом глобального цикла, а также индикатором внутренней динамики Земли. С одной стороны, здесь происходят погружение и дальнейшее переплавление сформировавшейся океанической литосферы, с другой стороны, аккреционные призмы и магматизм участвуют в образовании континентальной литосферы.

Зондская зона субдукции (ЗЗС) – конвергентная граница, отражающая процессы взаимодействия при встречном движении Индо-Австралийской и Евразийской литосферных плит (рис. 1). Данное сопряжение проходит вдоль Андаманских и Никобарских островов, а также о. Суматра и о. Ява. Упомянутая субдукционная система является активной с середины третичного периода, о чём свидетельствуют датировки протянувшихся вдоль конвергентной границы вулканов (Hamilton, 1979).

По характеру взаимодействующих участков литосферы Зондская зона субдукции относится к тектонической категории окраинно-материковых зон. Для континентального крыла Зондской зоны субдукции не-

характерно горообразование, свойственное классическому окраинно-материковому режиму Андского типа, где с южно-американским материком контактирует молодая «лёгкая» океанская литосфера. Более древняя литосфера Индийского океана субдуцирует под более крутым углом и не вызывает столь сильных горизонтальных напряжений. В результате висячее крыло Зондской зоны субдукции менее мощное по сравнению с андским, и находится, главным образом, ниже уровня мирового океана (Хаин и Ломизе, 1995).

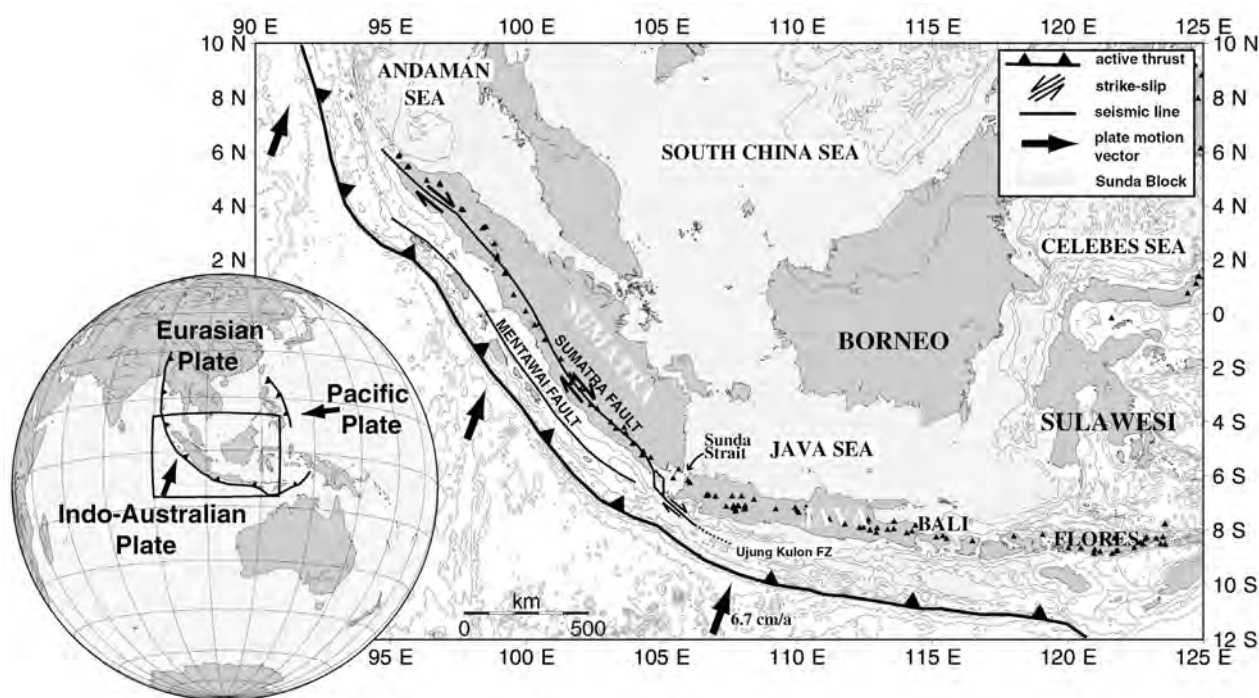


Рис. 1. Главные тектонические особенности Зондской зоны субдукции (Корр, 2001). На карте отображены: положение конвергентной границы (сплошная линия с треугольниками), направление движения Индо-Австралийской литосферной плиты по DeMets et al. (1990) (стрелками), сдвиг вдоль разломной системы Суматры (парными стрелками) и положение вулканов по Siebert & Simkin (2002) (треугольниками).

Зондская субдукционная зона является особенно важной для решения ключевых вопросов механизма конвергенции, благодаря значительным латеральным изменениям угла сопряжения Индо-Австралийской и Евразийской литосферных плит. Ортогональная субдукция в районе Явы сменяется прогрессирующей к северу косоориентированной субдукцией. Составляющая, параллельная границе литосферных плит, соответственно возрастает к северу, играя ключевую роль в смещениях вдоль разломных зон Суматры и Ментавай. Режим субдукции вдоль конвергентной границы влияет на развитие трансенсивного бассейна над погружающейся океанической плитой.

Возраст океанической литосферы вдоль субдукционной зоны увеличивается к северо-западу и юго-востоку от экватора: именно в районе 0° происходит пересечение с глубоководным желобом палеооси спрединга (Sdrolias & Muller, 2006). Мощность субдуцирующей литосферы в соответствии с её возрастом уменьшается от Явы к Суматре и от Андаманского бассейна к Суматре. К востоку от Зондского пролива возраст океанической литосферы, практически повсеместно, превышает 100 млн. лет.

Характер субдукции с точки зрения сейсмичности резко меняется при переходе относительно Зондского пролива от восточной области субдукционной зоны к западной (рис. 2). Сейсмичность чётко отражает Зону Беньофа, которая прослеживается вдоль всей Зондской дуги, но до разных глубин. К востоку от Зондского пролива зона Беньофа фиксируется на максимальных глубинах в местах, где субдуцирует холодная древняя литосфера. Под Явой сейсмическая активность прослеживается от поверхности до глубин 670 км. Зона сейсмичности здесь круто падает под углом около 60°. К северо-западу, глубины гипоцентров не превышают 300 км от уровня моря. Конфигурация слэба в северной Суматре недостаточно изучена, в то время как для южной Суматры предполагается погружение относительно молодой океанической литосферы под углом 40-50° (Корр, 2001).

Стоит отметить, что мощность осадков, незначительная в юго-восточном сегменте, постоянно увеличивается к северо-западу, и в районе Бенгальского залива достигает максимума. Активный андезитовый вулканизм зафиксирован вдоль большей части дуги.

Поскольку единая крупная океаническая плита субдуцирует под изогнутую островную дугу, геометрические соотношения начинают играть важную роль. Угол между направлением субдукции и простиранием

конвергентной границы определяет многие параметры субдукции и различия в строении ЗЗС на разных её отрезках. Соответственно мы выделяем 3 сегмента: Сегмент Центральной и Восточной Явы (Юго-восточный), Сегмент Суматры и Западной Явы (Центральный) и Андаманский (Северный) Сегмент.

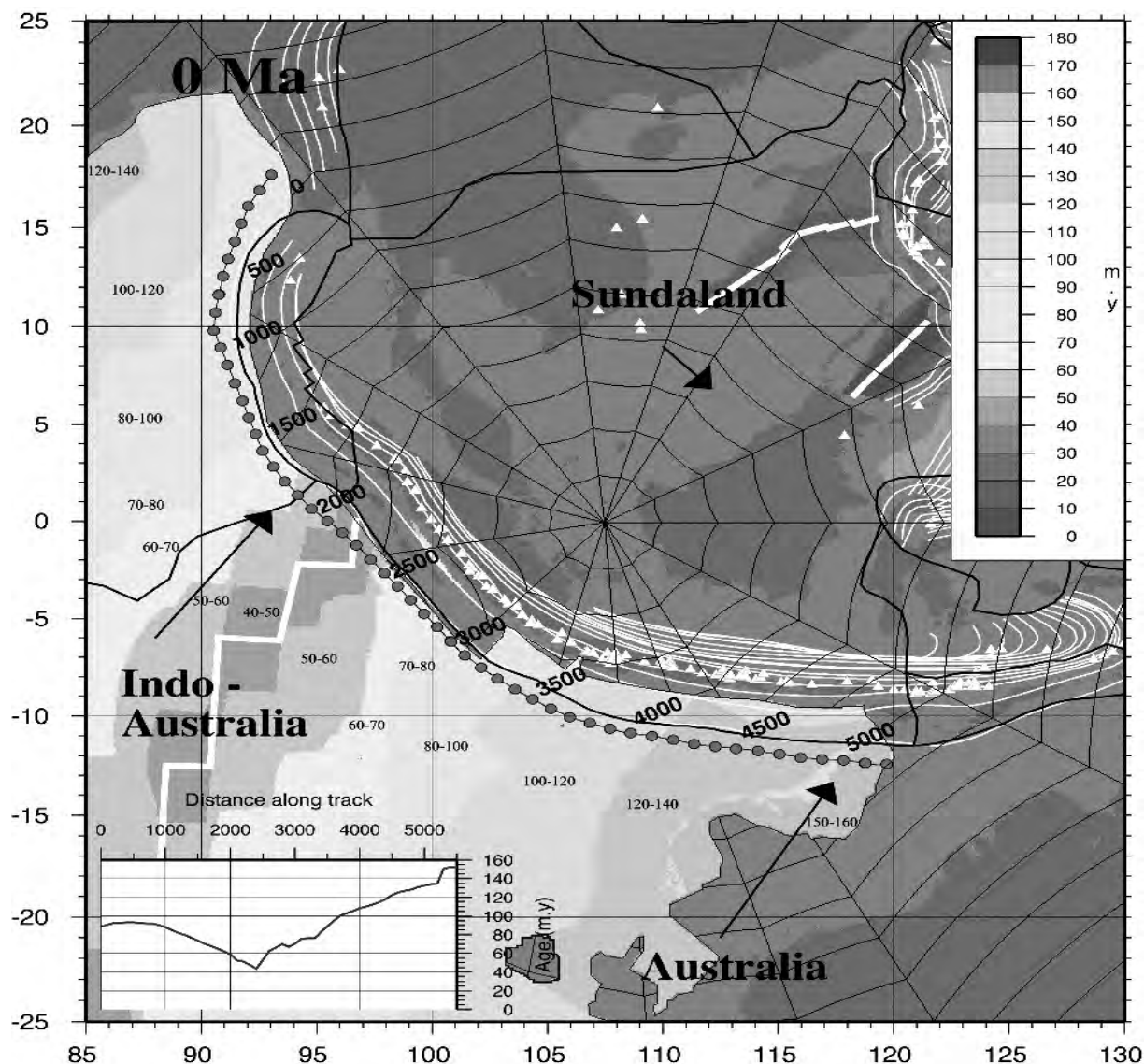


Рис. 2. Карта возраста литосферы Индийского океана (Sdrolias & Muller, 2006). Зоны Индо-Австралийской плиты выделены оттенками и подписаны в соответствии с возрастным интервалом (в млн. лет); на область, отмеченную “паутиной”, шкала возрастов не распространяется. Треугольниками обозначено положение вулканов. Белыми тонкими линиями показаны глубинные контуры слэба (через 100 км) по Gudmundsson & Sambridge (1998), белой толстой линией в пределах Индо-Австралийской плиты показана палеоось спрединга бассейна Уортон (Wharton). Чёрными стрелками показаны векторы абсолютного движения плит. Чёрные толстые линии соответствуют границам плит по Bird (2003). Чёрная линия с кружками показывает положение глубоководного желоба, каждые 500 км вдоль границы подписаны. На врезке показано изменение возраста субдуцирующей литосферы вдоль конвергентной границы.

Рельеф является важным фактором при формировании геологической обстановки в субдукционной системе. Слабоградиентный в Сегменте Суматры и Западной Явы и резко изрезанный в Сегменте Центральной и Восточной Явы характер поверхности дна океана влияет на режим взаимодействия Индо-Австралийской и Евразийской литосферных плит. Если в первом секторе чётко проявлено развитие аккреционного комплекса, то при переходе к югу аккреционные процессы сменяются преобладанием субдукционной эрозии.

Для участков ЗЗС с доминирующим значением аккреционных процессов свойственны более пологие углы висячего крыла, по сравнению с участками, где главную роль играет эрозия. На территории Суматры и Западной Явы данные показатели не будут превышать величины 3° (Корр, 2006).

Влияние Бенгальского конуса выноса оказывает сильное влияние. Большие мощности осадков уменьшаются к югу от Андаманского сегмента и в районе Центральной Явы местами достигают отметки 0 м.

Данное сочленение характеризуется изменением горизонтального угла конвергенции океанической и континентальной плит. Взаимодействие литосферных плит происходит на границе, которая меняет своё географическое простирание с широтного на меридиональное (с юга на север). При северо-северо-восточном генеральном движении Индо-Австралийской плиты (относительно внутренней части Евразийской плиты) такое взаимодействие не может не сказаться на режиме субдукции. Если в Юго-Восточном Сегменте наблюдается субортогональная субдукция, то в центральной части ЗСС имеет место косое, а в районе Бенгальского залива субкасательное погружение океанической литосферы (Milsom, 2003).

Вместе с тем с юга на север происходит ярковыраженное замедление скорости конвергенции литосферных плит с 76 до 59 мм/год соответственно. В районе Суматры данные значения варьируют от 68 до 61 мм/год (USGS, 2004).

Андаманский сегмент в задуговой части ЗСС частично представлен океанической литосферой. Это единственный участок висячего крыла с подобными характеристиками, что позволяет отделить его от других сегментов ЗСС. Центральная часть ЗСС, представленная Сегментом Суматры и Западной Явы может быть отделена от Юго-восточного Сегмента на основании изменения характеристик субдукции. Если в Сегменте Центральной и Восточной Явы сочленение литосферных плит происходит под углом, близком к прямому, то в районе Суматры обнаруживается косонаправленная конвергенция. Ещё одна характеристика связана с геологической обстановкой субдукции: на смену процессам формирования аккреционного комплекса в северной и центральной частях ЗСС приходят режимы субдукционной эрозии в Юго – Восточном сегменте.

Авторы выражают благодарность Гилов Д.А., Ломизе М.Г., Булычёву А.А., за помощь в проделанной работе, а также Heidrun Kopp за предоставленные материалы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 04-05-64775.

ЛИТЕРАТУРА

- Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики, М., Изд-во МГУ, 1995, 480 с.
- Bird P. An updated digital model of plate boundaries, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4(3), 1027, doi:10.1029/2001GC000252, 2003, http://element.ess.ucla.edu/publications/2003_PB2002/2003_PB2002.htm
- De Mets C., R.G. Gordon, D.F. Argus, S. Stein 1990: Current plate motions. *Geophys. J. Int.* (101) 425-478, 1990. NUVEL - 1 velocities with Eurasia held fixed., <http://www.seismology.harvard.edu/~becker/igmt>
- Gudmundsson O., Sambridge M. A regionalized upper mantle (RUM) seismic model. *J. of Geophys. Res.*, No. B4, 7121-7136, 1998, <http://rsges.anu.edu.au/seismology/>
- Hamilton W. Tectonics of the Indonesian region, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1078, 1979. <http://www.geoph.itb.ac.id/~sriwid/>
- Kopp H. Crustal structure along the central Sunda Margin, Indonesia. PhD Thesis, Geomar, Kiel, 2001, http://e-diss.uni-kiel.de/diss_439/d439.pdf
- Kopp H., E. Flueh, J. Petersen, W. Weinrebe, A. Wittwer. Meramex Scientists: The Java margin revisited: Evidence for subduction erosion off Java. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 242, Issues 1-2, 15 February 2006, Pages 130-142
- Milsom J. *Geology of Sumatra*, Ch. 2 Seismology and Neotectonics, University College London, 2003, *Geol. Soc. Memoir* No.27, <http://www.es.ucl.ac.uk/people/milsom/smttrtct.htm>
- Sdrolias and Muller, 2006, Controls on Back-arc Basin Formation, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, Vol. 7, Q04016, doi:10.1029/2005GC001090.
- Siebert L., Simkin T. *Volcanoes of the World: an Illustrated Catalog of Holocene Volcanoes and their Eruptions*. Smithsonian Institution. Global Volcanism Program Digital Information Series, GVP-3, 2002, <http://www.volcano.si.edu/world/>
- USGS. Earthquake Summary Posters, 2004, <http://neic.usgs.gov/neis/poster/>

ВОСТОЧНО-ПАНСКИЙ МАССИВ: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, КУМУЛУСНАЯ СТРАТИГРАФИЯ, ПЕТРОХИМИЯ (НОВЫЕ ДАННЫЕ)

Архиреева А.С.¹, Рундквист Т.В.²

¹-АФ МГТУ, *Анатимы*, arkhanna@yandex.ru

²-Геологический институт КНЦ РАН, *Анатимы*

Федорово-Панская расслоенная интрузия на Кольском полуострове относится к наиболее перспективным объектам России на промышленные платинометаллические руды. Интрузия расположена в центральной части Кольского полуострова и на современном эрозионном срезе имеет протяженность более 90 км при ширине до 6-7 км, падает на юго-юго-запад под углами от 30-35° (на западном фланге) до 75° (на восточном фланге). Зонами поперечных разломов интрузия разобщена на три крупных блока (массива), которые, вероятно, соответствуют трем магматическим камерам: Федоровский, Западно-Панский и Восточно-Панский (Корчагин и др., 2004).

Участок Восточный Чуарвы (ВЧ) находится в центральной части Восточно-Панского массива. Геологическое строение участка ВЧ было изучено с помощью петрографического изучения шлифов с использованием метода кумулюсной стратиграфии. Метод основан на том, что все основные магматические породы разделяются на так на-

зываемые кумулусные и интеркумулусные фазы. Минералы, которые первыми кристаллизуются из расплава и оседают на дно магматической камеры, называются кумулусными, они имеют идиоморфные кристаллографические формы. Во вторую очередь кристаллизуются интеркумулусные минералы, они заполняют промежутки между ранее закристаллизовавшимися минералами кумулуса и образуют ксеноморфные зерна. Классификация ультраосновных-основных пород по типам кумулатов является более информативной по сравнению с общепринятой классической петрографической классификацией. В общем случае она является более подробной и несет генетическое содержание, т.к. показывает последовательность кристаллизации минералов в породе.

Исследования показали, что в приподожвенной части интрузии, на расстоянии около 100 м вверх по разрезу от северного контакта со щелочными гранитоидами Белых тундр, располагается толща пород, которая сложена преимущественно мелкозернистыми, пойкилитовыми габброноритами, где минералы кумулуса представлены преимущественно плагиоклазом и моноклинным пироксеном, а ромбический пироксен образует ойкокристаллы. В подчиненном количестве в этой толще отмечаются габбронориты с тройным кумулатом и плагиоклазовым кумулатом (Рундквист и др., 2005).

Выше по разрезу был выделен специфический пласт пород, строение которого весьма своеобразно. Мощность этого пласта составляет в среднем около 30 м и он прослежен скважинами на несколько сотен метров по простиранию. Данный пласт был назван рудоносным горизонтом. Он сложен многочисленными линзами различных пород; наблюдается частая смена кумулатов. Преобладает плагиоклазовый мезокумулат, в подчиненном количестве представлены ортокумулаты, встречаются линзы габбро и вебстеритов, габбро-пегматитов. Верхняя часть пласта обычно имеет четкий контакт с выше расположенными, массивными среднезернистыми габброноритами. Эта граница выражается не только в смене кумулата, но и в смене зернистости пород, что является одним из первоочередных признаков.

Перекрывающая толща представляет собой хорошо изученную ранее на участках Сунгьёк и Чуарвы расслоенную серию пород, сложенную преимущественно среднезернистыми габброноритами и крупнозернистыми габбро.

На основе имеющихся 24 полных химических анализов пород был изучен состав главных типов пород участка ВЧ. Большинство проанализированных пород относятся к габброноритовой зоне, составляющей нижнюю часть Восточно-Панского массива. Химические анализы характеризуют породы, отобранные с участка ВЧ из расслоенной толщи, из рудоносного горизонта и роговообманковые породы.

Пересчет результатов анализов по системе CIPWD показал, что большинство пород участка ВЧ являются кварц-нормативными. Согласно классификации М.И.Дубровского (Дубровский, 2002) на уровне семейств и родов породы, как расслоенной толщи, так и рудоносного горизонта относятся к мезократовым габброноритам, а роговообманковые породы принадлежат к группе меланократовых габброноритов. По содержаниям $F_{\text{ат}}$ и CaO габбронориты расслоенной толщи и рудоносного горизонта близки, отличаясь на десятки доли процента. В ряду роговообманковых пород наблюдается уменьшение CaO с увеличением общей железистости.

Роговообманковые породы сильно отличаются от прочих пород участка повышенным содержанием TiO_2 . Повышенное содержание титана в роговообманковых породах объясняется тем, что в составе этих пород присутствует повышенное количество магнетита, титанита, ильменита, титано-магнетита (в сумме до 2-3 % от объема породы).

ЛИТЕРАТУРА

Дубровский М.И. Комплексная классификация магматических горных пород. – Апатиты: Изд. Кольского научного центра РАН, 2002.

Корчагин А.У., Митрофанов Ф.П., Рундквист Т.В. и др. Особенности геологического строения Федорово-Панского расслоенного массива и проявления платиновых металлов в его восточной части. – М.: ООО «Геоинформмарк», 2004.

Рундквист Т.В., Иванов С.В., Припачкин П.В., Архиреева А.С. Расслоенный комплекс пород Восточно-Панского раннепротерозойского мафитового массива (Кольский полуостров): новые данные. – Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН. 2005.

БАЗИТОВЫЕ КОМПЛЕКСЫ ПОДУЖЕМСКОЙ ЗОНЫ РАЗЛОМОВ И ИХ РУДНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ (КАРЕЛИЯ, ЗАПАДНОЕ БЕЛОМОРЬЕ)

Березин А.В.

ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург, berezin-geo@yandex.ru

В результате обработки материалов работ по МГХК-1000, проведенных в 1999-2002 годах на листах Q-35,36 (ВСЕГЕИ, ИМГРЭ, отв. исполнитель Г.М. Беляев) по разработанному автором методу рудных факторов (МРФ) были выделены несколько ранее не выделявшихся перспективных площадей (Березин, 2005).

В процессе заверки автором в 2005 году из Кемской площади в одном из массивов было выявлено ильменит-магнетитовое рудопоявление (далее - Сумашевское), относимое к Fe-Ti-V типу.

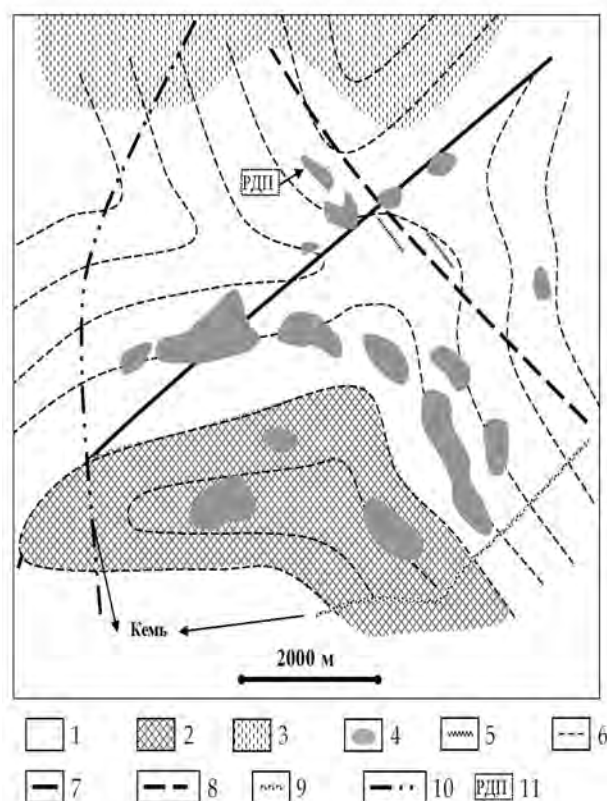


Рис. 1. Схема геологического строения (Составлена автором с использованием материалов В.С. Степанова). Условные обозначения: 1- серые Bt-Amf гнейсы, 2- амфиболиты, 3- мигматиты, анатектит-граниты, 4- интрузивные и метаморфизованные тела основного - ультраосновного состава, 5- линзовидные тела актинолит-тремолитовых сланцев и милониты по ним, 6- направления плоскостных структур в гнейсах и амфиболитах, 7- разломы, в т.ч. 8- разломы предполагаемые, 9- шоссе «Кемь-Рабочееостровск», 10- железная дорога, 11- местоположение рудопроявления «Сумашевское».

роды относятся преимущественно к толеитовой серии и практически все находятся в области составов пород РТГ. При сравнении средних составов (Рис. 3) пород рудопроявления Сумашевское и Травяная губа [4] так же обнаруживается их сходство.

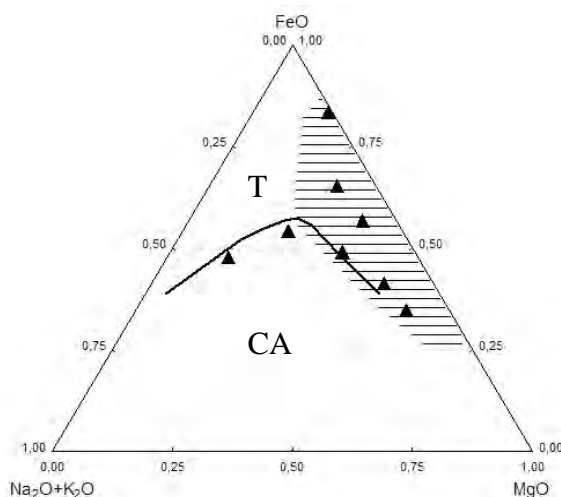


Рис. 2. Диаграмма АФМ для пород рудопроявления Сумашевское. Т- толеитовая, СА- известково-щелочная серия

На территории Карелии известно 3 месторождения титаномагнетита: Елетьозерское, Койкарское, Пудожгорское, и 25 рудопроявлений и пунктов минерализации (Березин, 2005).

Наиболее близким по типу Fe-Ti-V оруденения является единственное в Беломоридях рудопроявление «Травяная губа» (далее- РТГ) с сопутствующим Au-МПГ оруденением в перидотитах, вебстеритах и амфиболитах (Степанов, 2001).

Выявленное нами рудопроявление Сумашевское в Кемском районе Республики Карелия близко по особенностям строения и состава рудопроявлению Травяная губа.

Рассматриваемая площадь находится в пределах хетоламбинской толщи Беломорского пояса, которая представлена Bt-Amf гнейсами и амфиболитами, содержащими линзовидные прослои кианитовых гнейсо-сланцев.

На площади интенсивно проявлены процессы гранитизации с развитием мигматит и анатектит – гранитов по гнейсам.

Интрузивные комплексы представлены базитами (габбро, габбро-нориты), и ультрабазитами (преимущественно вебстериты) (Степанов, 1964-1966). Часть из этих тел не обозначены на государственной геологической карте 1:200 000, хотя являются достаточно большими. (Рис. 1)

Подужемская (Кемская) разломная зона (КРЗ), которая контролирует размещение интрузий (Степанов, 1964-1966;) (в т.ч. рудоносных), характеризуется длительным периодом развития: с лопийского по сумийское время (AR₂-PR₁). В зоне влияния КРЗ развиты бластомилониты по гранито-гнейсам.

Рудопроявление находится в замковой части антиклинальной складки, сложенной серыми Bt-Amf гнейсами с интрузиями габбро – пироксенитов.

Рудоносные породы представлены вебстеритами (в т.ч. оливиновыми) и амфиболитами. Практически все **интрузии** интенсивно метаморфизованы в амфиболитовой фации и местами превращены в ортоамфиболиты. На петрохимической диаграмме (Рис. 2) по-

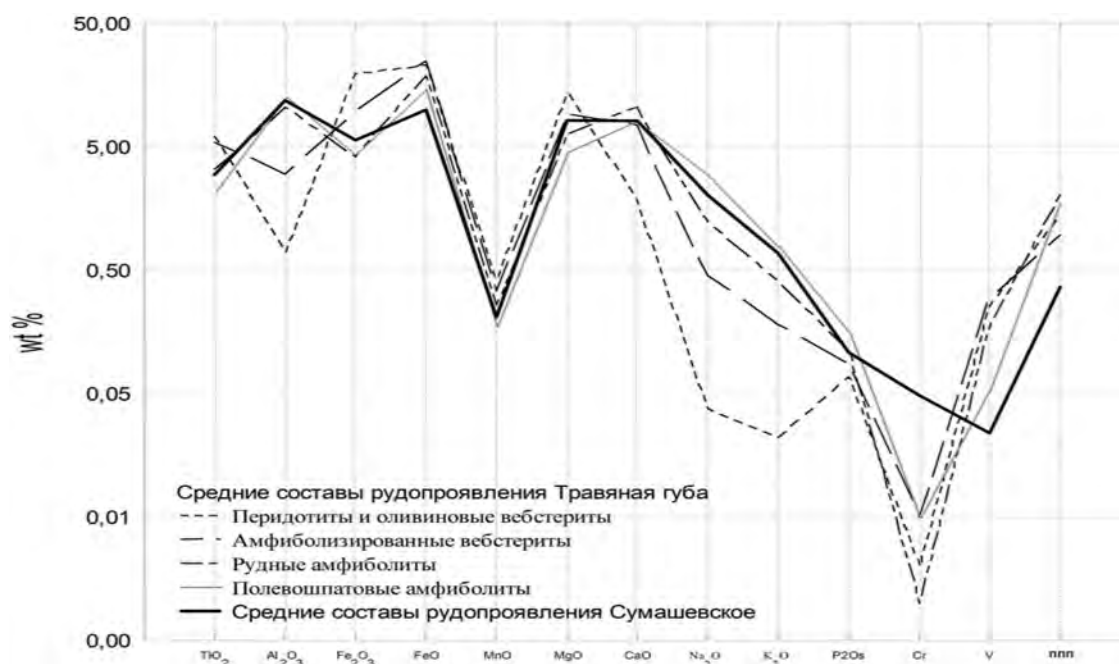


Рис. 3. Диаграмма сравнения средних составов пород рудопроявления Сумашевское и РТГ (Степанов, 2001).

Сумашевское рудопроявление магнетит-ильменитовых руд связано с рудовмещающее телом 150 x 50м. (видимый размер) представлено субвертикально залегающим телом оливинового вебстерита интенсивно амфиболизированного и переходящего в гранатовый амфиболит. Наиболее рудоносной является его вебстеритовая часть тела со шлирами и линзами ильменит-магнетитового состава. Поверхность шпиров сильно ожелезнена и более крупнозернистая, чем вмещающие породы. Объемная доля рудных шпиров в породе достигает 70%, а содержания рудных минералов (ильменита и магнетита) в шлирах до 80%.

Магнитное поле в районе рудопроявления достигает 150-200 нТл (1:200 000). В процессе интерпретации были получены следующие параметры магнитовозмущающего тела: мощность – 600м., глубина центра масс – 260м, которые использовались для контроля расчета прогнозных запасов категории P₂.

Измеренная в обнажении магнитная восприимчивость рудного тела равна $9,3 \cdot 10^{-3}$ СГС, что согласуется с табличными данными по магнитной восприимчивости ильменит-магнетитовых руд.

Отмечаются повышенные концентрации (в 2-6 раз), по сравнению с вмещающими породами для V, Co, Cu и Zn. Содержания Ti, Mn и V закономерно возрастают от амфиболитов к рудному габбро (Ti до 13 – 20 кг/т).

Рудная минерализация преимущественно богатокрапленая и представлена ильменитом, магнетитом, пиритом и редкими зернами халькопирита. Текстура руд полосчатая, структура сидеронитовая. Ильменит присутствует в двух генерациях: каплевидный (100-200 мкм) со структурами распада, в пироксене и амфиболе; в сростаниях с магнетитом (до 2-3мм). Пирит представлен единичными зернами (200-700 мкм), на которых развиваются каемки замещения представленные магнетитом. По данным микрозондового анализа (ВСЕ-ГЕИ, аналитик А.В. Павшуков) ильменит содержит: TiO₂- 50,72%, MnO- 0,45%, V₂O₅- 0,86%, 0,7% MgO, а в пирите присутствует Co и Ni до 1%.

Рудная минерализация в амфиболизированных вебстеритах (нерудных) представлена редкими зернами (до 100мкм) магнетита (Al₂O₃- 0,35%) и ильменита, которые нередко замещает сфен. Рудное вещество включено в зерна пироксена что можно рассматривать как факт более ранней его кристаллизации. Это может также говорить об исходной пересыщенности магмы титаном.

Приближенная оценка температуры образования руд, произведенная по (Khalil et al, 1981), показала что основная масса руд кристаллизовалась в диапазоне 550°C и log pO₂=-20, а руды РТГ - 570°C и log pO₂=-22. В обоих случаях руды являются позднемагматическими, однако температура 1-й фазы титаномagnetита (ликвидусной) ~ 1200°C для рудопроявления Сумашевское дает основания полагать, что кристаллизация из расплава проходила в достаточно широком диапазоне температур.

Можно предполагать, что формирование рудной минерализации проходило в несколько этапов:

1. Образование оливиновых вебстеритов:

а) Кристаллизация ранней фазы с каплеобразным, мелковкрапленным титаномagnetитом со структурами распада

б) Кристаллизация основной силикатной фазы

- c) Кристаллизация пресыщенного Fe-Ti-V расплава- образование вкрапленных Ti-Mgt руд
- d) появление пирита на постмагматической стадии кристаллизации расплава.
- 2. Метаморфизм амфиболитовой фации ($\{Ol\} \rightarrow Px \rightarrow Amf$)
- 3. Начало гранитизации (Окисление пирита в магнетит)
- 4. Гранитизация (Появление сфена в амфиболите, распад титаномагнетита)
- 5. Конец гранитизации (Образование сидеронитовых ильменит-магнетитовых руд)
- 6. Амфиболитизированные оливиновые вебстериты с ильменит-магнетитовыми рудами (V и сульфидсодержащие)

Таким образом, на территории Карелии выявлено новое рудопроявление ильменит - магнетитового типа, аналогичное рудопроявлению Травяная губа.

Рудопроявление связано с интрузиями анортозит – габбро - пироксенитовой формации, расположение которых контролируется зоной долгоживущего разлома (КРЗ), наложенным метаморфизмом амфиболитовой фации и последующей гранитизацией.

Существенную роль в рудообразовании сыграли такие процессы как пересыщенность магмы TiO_2 , процессы дифференциации, метаморфизм и гранитизация пород, второстепенная роль отводится расположению в зоне разлома.

Возможно, что выявленные интрузивные тела являются частями дифференцированного массива анортозит – габбро – пироксенитовой формации, испытавшего метаморфизм и гранитизацию. В связи с этим следует рассмотреть вопрос о платинометальном и сопутствующем оруденении интрузий.

Автор выражает благодарность в.н.с. Института геологии КарНЦ РАН Степанову В.С. за предоставленные материалы и консультации, а так же сотрудникам кафедры ГМПГ Геологического факультета СПбГУ Полеховскому Ю.С. и Тарасовой И.П. за помощь в лаборатории рудной микроскопии.

ЛИТЕРАТУРА

- Березин А.В. «Новые перспективы минерагенического районирования Беломорского подвижного пояса» тезисы докладов в .кн. «Беломорский подвижный пояс: геология, геохронология, минерагения». Петрозаводск, 2005.
- Степанов В.С. Отчет Летнереченской партии по съемке 1:50 000, 1964-1966гг.
- Степанов В.С., Слабунов А.И. «Амфиболиты и ранние базит-ультрабазиты Северной Карелии», Л, 1989.
- Степанов В.С. «Благороднометальное рудопроявление Травяная губа и возможная генетическая связь его с комплексом габбро-анортозитов Западного Беломорья» в сборнике «Геология и полезные ископаемые Карелии», №4, КарНЦ РАН, Петрозаводск, 2001.
- Khalil J.S., Lindsley D.H. «A solution model for coexisting iron-titanium oxides», American Mineralogist, vol. 66, p. 1189-1201, 1981.

КОМПЬЮТЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЛОТНОСТНОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РУДОНОСНЫХ РАСПЛАВНЫХ СРЕД

Вахрушев А. М.

ЦНИГРИ, Москва, tsnigri@tsnigri.ru

Количественная геолого-генетическая модель (КГГМ) сульфидно-силикатной системы, разработанная А.И.Кривцовым с соавторами на примере Талнахской группы медно-никелевых месторождений, позволила численно оценить существующие рудогенетические концепции, дополнить геолого-поисковую модель новыми прогнозными критериями и признаками. Дальнейшее развитие КГГМ основывается на разработки новых и адаптации уже созданных алгоритмов моделирования плотностной дифференциации рудоносных расплавов, разработки новых методов решения задач плотностной дифференциации, с выявлением закономерностей распределения рудного вещества и его составов. При этом была принята модель рудонакопления, предполагающая переход металлов, содержащихся в родоначальных магмах в рассеянной (каплевидной) форме (в расплавленном виде), во вкрапленные и массивные (сплошные) руды в результате плотностной дифференциации минеральных частиц в гравитационном поле.

Компьютерное моделирование плотностной дифференциации движущихся расплавных рудоносных сред является задачей, требующей учета многих факторов: вязкость, скорость движения и плотность силикатного расплава; геометрические параметры сечения канала; значение градиента давления; плотность и радиус частицы рудного вещества; координаты ее начального расположения в канале. Принятая упрощенная форма конфигурации канала (вариант 1 – горизонтальное залегание, вариант 2 – воздымающийся канал и вариант 3 – нисходящий канал с изломом) позволила промоделировать дифференциацию сульфидной составляющей рудоносного расплава в обстановке его ламинарного течения.

Задача моделирования была сведена к расчету скоростей движения рудных частиц в рассматриваемом потоке с последующим переходом к траекториям их движения и интервалам осаждения.

Математическая модель процесса учитывает: вязкость, скорость движения и плотность силикатного расплава; геометрические параметры трубообразного канала; значение градиента давления; плотность и

радиус частицы рудного расплава – шарообразной минеральной капли; координаты ее начального расположения в расчетном канале.

Движение шарообразной частицы в анализируемой ситуации происходит под действием движущейся в канале жидкости и силы тяжести. Скоростной вектор частицы определяется как сумма скорости перемещения частицы вместе с расплавом вдоль оси трубы и скорости ее осаждения. Скорость движения частицы под действием силы тяжести примем постоянной для всего периода осаждения частицы в расплаве, т.е. до момента ее касания дна трубы. Таким образом, время оседания частицы в вертикальном направлении будет зависеть от координат ее начального положения в расчетном канале, избыточной плотности по сравнению с несущим расплавом и вязкостью последнего.

Полагая, что скорость потока постоянна во всем объеме канала и принимается равной скорости в центральной его части, на основе уравнений Навье-Стокса вычисляется ее значение.

Таким образом, имея линейные зависимости вертикальной скорости осаждения и горизонтальной скорости движения частицы от постоянных параметров, первоначально задаваемых моделью, мы можем перейти к графическому представлению траекторий движения минеральных капель.

Рассмотрим теперь компьютерно-графическую модель движения частиц в канале постоянного сечения с различной геометрией наклона дна. Для этого введем такие понятия, как «питающая точка», «питающая колонна (волна)» и питающая система.

Питающая точка – это точечная область канала, из которой начинают свое движение несколько частиц различной плотности (рис. 1, а).

Питающая колонна (волна) – совокупность питающих точек, равномерно распределенных на центральной линии вертикального сечения (рис 1, б).

Питающая система – совокупность питающих волн, расположенных через равные интервалы по горизонтали в некотором сегменте канала (рис. 1, в, г).

Задается интервал между волнами; каждая последующая волна начинается после продвижения расплава на данный интервал. Номера волн (1,2,3...m-1,m) определяют последовательность счета разгрузки питающей системы по мере продвижения расплава в канале.

Для реализации представленных алгоритмов разработаны компьютерная программа и статистические модули расчета параметров миграции частиц в потоке жидкости.

Компьютерная программа применялась для расчета параметров частиц в случае возможных столкновений и слияний между ними.

На вход программы подаются следующие данные: плотности силикатного расплава и переносимых им минеральных частиц, количество и размеры последних, геометрические параметры сечений трубообразного канала (длина, большая и малая полуоси эллипса), значение кванта времени Δt и конфигурация питающей системы.

Для оценки влияния параметров движущихся в потоке частиц на характеристики их движения были проведены компьютеризированные расчеты скоростей и траекторий отдельных частиц с различными плотностями для разных конфигураций питающей системы.

В результате проведенного компьютерного моделирования были рассчитаны траектории переноса шарообразных частиц рудного вещества различной плотности силикатным расплавом и координаты их осаждения, оценено укрупнение сульфидных капель в результате слияния. Для системы из 20 питающих волн по 5 питающих точек в каждой, содержащей моночастицы изоферроплатины, пирротина, пентландита и халькопирита, укрупнение частиц достигало 3 раз относительно первоначального радиуса моночастиц. Самые сложные полиминеральные частицы образовывались из 19 мономинеральных.

В случае, когда столкновения между частицами отсутствуют, применялась техника компьютерно-графических построений, позволяющая упростить расчет и уменьшить время достижения окончательного результата.

Структура потока реконструируется как система последовательных (пошаговых) «волн» с однотипным распределением траекторий и трасс миграции частиц различной плотности, которые не взаимодействуют при пересечении трасс. Структура трасс частиц накладывается на сетку продольного сечения потока заданной конфигурации как по определенным номерам «волн» (0, 1, 2...), так и по каждому из номеров – шагу.

В результате численно-графическим моделированием плотностной дифференциации минералов в магматическом потоке проиллюстрированы:

1. зависимость дальности переноса капель от их радиуса и плотности;
2. рост скорости погружения сульфидных капель в расплаве при их укрупнении в результате слияния;
3. влияние конфигурации питающей системы на возможные составы капель;
4. влияние геометрии канала на процесс осаждения частиц и их зональное распределение на дне.

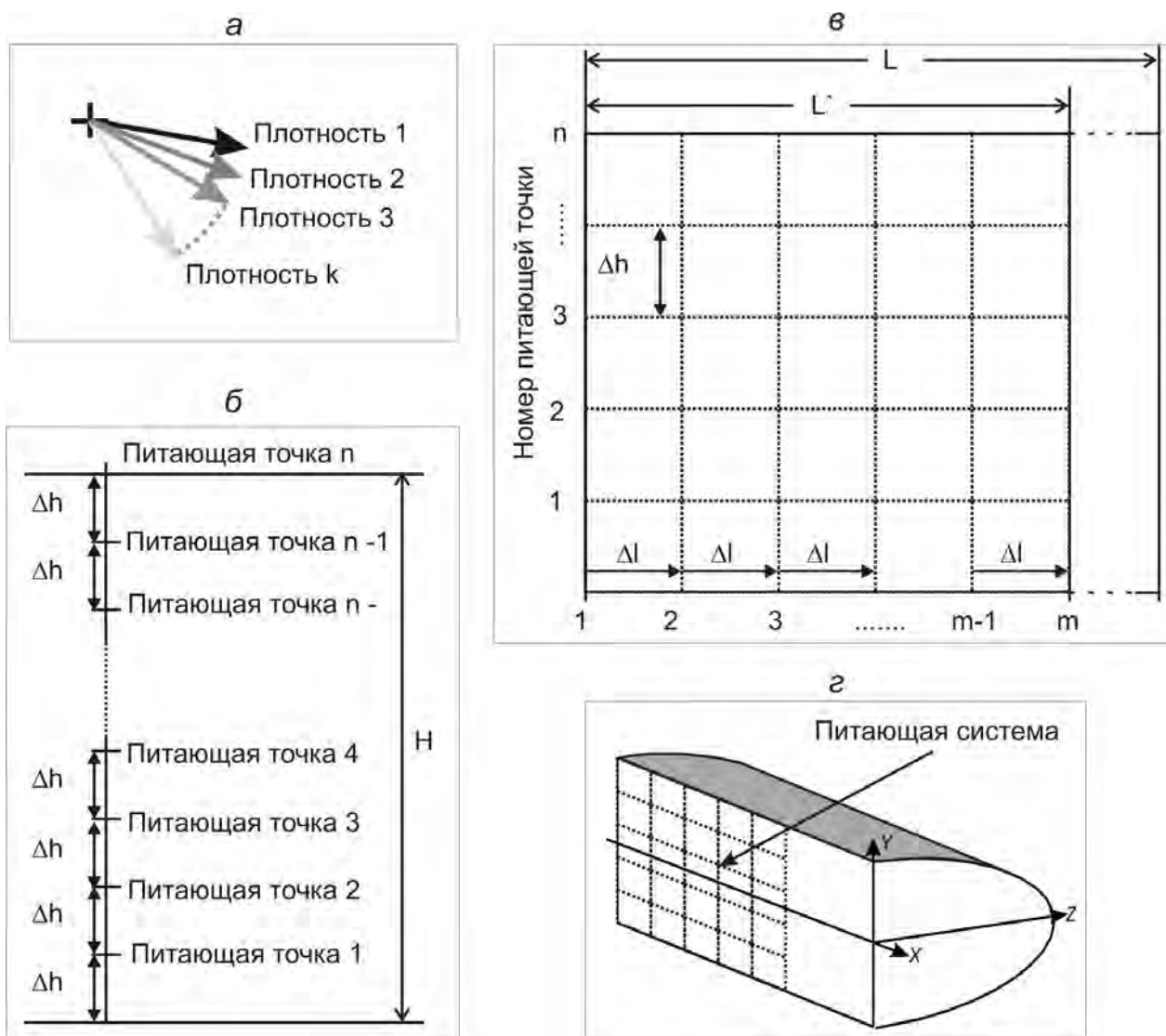


Рис. 1. Основные положения модели: а – «питающая точка», б – «питающая колонна (волна)», в – «питающая система», г – схематическое расположение питающей системы в канале; k – количество частиц различной плотности, выходящих из одной питающей точки; n – количество питающих точек в волне; H – высота волны (канала); Δh – интервал между питающими точками в волне; m – количество питающих «волн» в системе; L – длина канала; L' – длина питающего сегмента канала; Δl – интервал между питающими «волнами».

В итоге получена расчетная картина сепарации минеральной составляющей рудоносного расплава в обстановке его ламинарного течения в полого залегающем трубообразном канале эллиптического сечения с различной геометрией дна, которая не противоречит основным положениям ранее разработанной количественной геолого-генетической модели сульфидно-силикатной системы. С помощью созданной компьютерной модели и компьютерно-графических расчетных алгоритмов можно оценивать распределение по латерали рудного вещества различной плотности на дне канала.

ЛИТЕРАТУРА

- Дубов Н. В., Звездов В. С. Компьютерная модель переноса сульфидных капель рудоносным силикатным расплавом в трубообразном канале эллиптического сечения // Отечественная геология. (2002), № 5-6. С. 27-32.
- Кривцов А. И., Чижова И. М., Евстигнеева Т. Л. Количественные характеристики рудонакопления в сульфидно-силикатных расплавах // Руды и металлы. (1995), №2. С. 55-66.
- Кривцов А. И., Кочнев-Первухов В. И., Конкина О. М., Степанов В. К., Заскинд Е. С. Cu-Ni-МПГ месторождения норильского типа. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов. М.: ЦНИГРИ, (2001). 180 с.
- Richard H. M., Hutchinson D. and Fisher P. C. Petrology and Crystallization History of Multiphase Sulfide Droplets in a Mafic Dike from Uruguay: Implication for the Origin of Cu-Ni-PGE Sulfide Deposits // Economic Geology, Vol. 99, pp. 365-376.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И РАЗРАБОТКА ПЕГМАТИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛИННАВААРА (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ, КАРЕЛИЯ)

Вельчева М.И.

СПбГУ, Санкт-Петербург, mariavelcheva@yandex.ru

На территории Карелии в Питкярантском районе имеется крупное месторождение пегматитов - Линнаваара. В советские годы месторождение эксплуатировалось с целью получения кусковой полевошпатовой продукции, которая перерабатывалась на Чупинской обогатительной фабрике. В последние годы месторождение используется для производства низкокачественного щебня, что с нашей точки зрения представляется не рациональным. Данной работой предусматривается несколько вариантов промышленного освоения месторождения с целью комплексного использования полезного ископаемого.

Кварц-полевошпатовое и полевошпатовое сырье широко используется в различных отраслях промышленности. Существенно микроклиновое (калиевое) сырье используется для производства керамики, плагиоклазовое (натриевое) и кварцевое – для производства стекольных изделий. Ежегодный рост потребления полевошпатового сырья в Российской Федерации составляет 20-25%, а рост его добычи только на 15-17%. Дефицит покрывается за счет импорта.

Запасы месторождения Линнаваара обеспечивают восьмилетний срок эксплуатации с годовой производительностью 320-350 тыс.т.

Предполагается, что использование горной массы, добываемой в карьере месторождения, может осуществляться по трем основным вариантам:

- вариант 1 - производство и реализация пегматита в кусковом виде;
- вариант 2 - производство и реализация пегматита в молотом виде;
- вариант 3 - разделение пегматита на микроклиновую и плагиоклазовую составляющие и реализация селективных тонкомолотых концентратов.

В качестве попутной продукции в каждом варианте рассматривалось получение строительного щебня из пород вскрыши и отходов обогащения.

Для оценки коммерческой эффективности были проведены расчеты денежных потоков проекта. Условия для проекта были приняты следующие:

- цены реализации приняты равными рыночным на аналогичную продукцию;
- капитальные и эксплуатационные издержки производства взяты исходя из норм расходов сырья и материалов, стоимости оборудования при ценах, соответствующих сложившимся на рынке в настоящее время;
- расчет выполнен в постоянных ценах;
- ставка дисконта -12%;
- в расчетах было учтено действующее в Российской Федерации налоговое окружение.

Критерии для оценки коммерческой эффективности проекта:

1. NPV - чистая дисконтированная стоимость. Сумма дисконтированных годовых чистых потоков реальных денег за все годы его осуществления.
2. IRR - внутрифирменная норма прибыли. Обеспечивает получение нулевой NPV проекта.
3. PI - индекс рентабельности. Отношение чистого дисконтированного дохода к капитальным затратам.

Анализ результатов расчета эффективности возможного производства по трем вариантам технологических схем показывает, что любая из них является высокорентабельной (табл. 1) и обеспечивает достаточные дисконтированные сроки окупаемости 4-4,5 года по 1 и 2 вариантам и около 6 лет по варианту 3.

Сравнение результатов расчета показателей эффективности по трем вариантам технологической схемы

Варианты	NPV, млн. руб.	IRR, %	PI
1	330	37	2.2
2	410	40	2.33
3	355	28	1.66

Анализ расчетов с точки зрения выбора конкретной схемы производства приводит к следующим выводам:

- Наименьшие капитальные вложения и эксплуатационные затраты приходятся на вариант 1, но варианты 2 и 3 дают значительно более высокие значения NPV. При этом последний вариант обеспечивает максимальную бюджетную эффективность реализации проекта.
- Вариант 3 самый дорогой по инвестиционным затратам и поэтому он позже начинает приносить прибыль. Однако восходящая ветвь на графике NPV значительно более крутая, чем при реализации проектов 1 и 2. В случае больших запасов месторождения (или больших сроков эксплуатации при постоянной производительности) третий вариант на 9-10 году превзошел бы все другие варианты схем. В данном случае, при дефи-

ците запасов вариант с глубокой переработкой сырья (реализация товарной продукции с высокой добавленной стоимостью) не является оптимальным.

- Вариант 3, предусматривающий разделение пегматита на микроклин и плагиоклаз, кроме того, имеет риски в связи с тем, что пегматиты месторождения имеют зональное, но по большей части недифференцированное строение, поэтому возможна ситуация колебаний качества товарной продукции, а, следовательно, нестабильного дохода.

- Из рассмотренных вариантов схем переработки пегматита нам представляется, что карьерная добыча горной массы и производство молотого пегматита, очищенного от примесей железосодержащих минералов является наиболее эффективным.

РУДОПРОЯВЛЕНИЯ БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В МЕТАВУЛКАНИТАХ РАННЕГО ПРОТЕРОЗОЯ И КОНГЛОМЕРАТАХ ВЕНДА УЧАСТКА «ШАПОЧКА» (ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЧАСТЬ СТРУКТУРНОЙ ЗОНЫ ВЕТРЕННЫЙ ПОЯС, ВОСТОЧНАЯ КАРЕЛИЯ)

Вовшин Ю.Е., Петров С.Ю.

СПбГУ, Санкт-Петербург, vovshindig@yandex.ru

Получены новые данные по результатам изучения геохимических особенностей метавулканитов свиты Ветреный Пояс и терригенных отложений позднего протерозоя – венда, развитых на участке «Шапочка», расположенный в центральной части кряжа Ветреный Пояс. Петрохимический состав вулканитов свиты Ветреный Пояс детально изучался многими исследователями и в первую очередь специалистами ИГ КНЦ РАН (В.С. Куликов, В.В. Куликова, В.Д. Слюсарев). Однако, до последнего времени отсутствовали сведения по закономерностям распределения в высокомагнезиальных метавулканитах свиты Ветреный Пояс металлов платиновой группы.

Полевые работы, выполненные в 2005 году на лицензионной площади, охватывающие северо-западную и центральную части структурной зоны Ветреный Пояс, позволили получить новые, интересные материалы. Кроме метавулканитов были вскрыты буровыми профилями отложения венда, что позволило лучше изучить их геохимические и минералогические особенности.

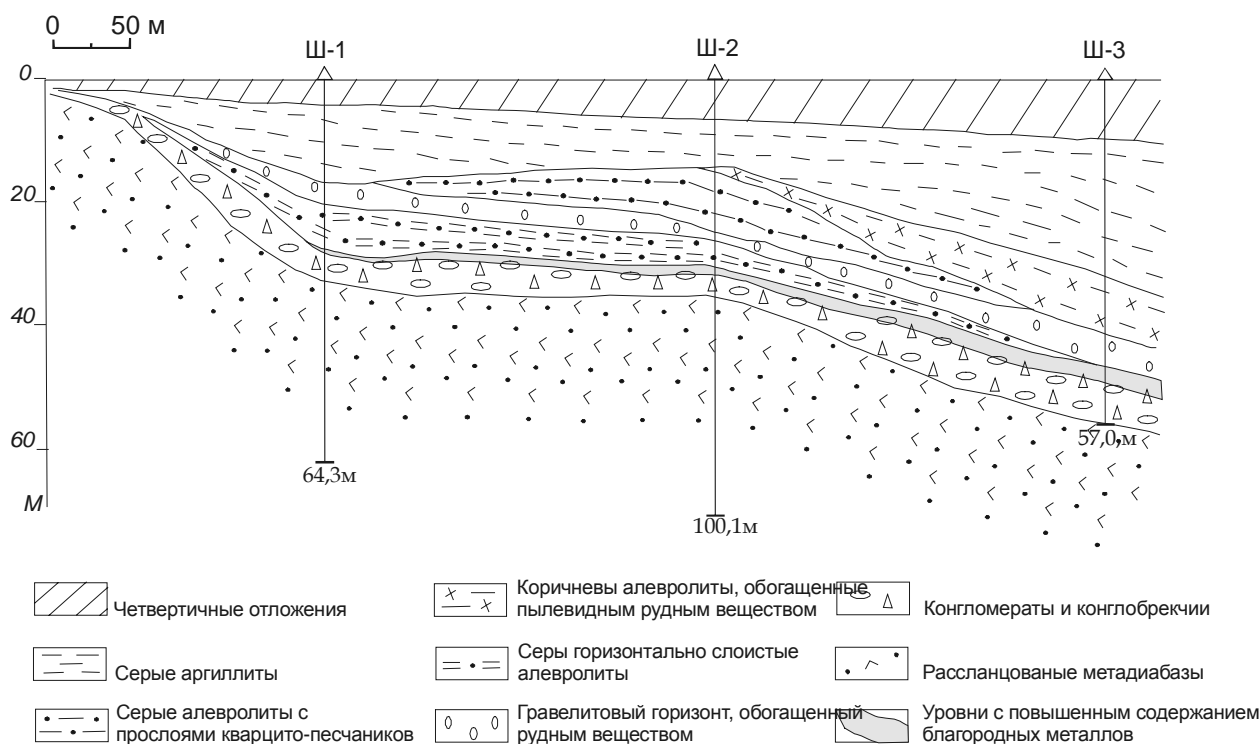
Как показали результаты изучения фоновых содержаний рудогенных элементов и платиноидов в метавулканитах, наиболее обогащены последними ВКБ (высокомагнезиальные коматииты), для которых устанавливается прямая корреляционная связь между содержанием хрома в породах и концентрацией палладия. Для андезито-базальтов и их туфов обнаруживается более высокий фоновый уровень содержания меди, который напрямую коррелируется с повешенным содержанием золота (см. табл.).

Среднее содержание рудогенных элементов главных типов вулканитов свиты Ветреный пояс (вес.%)

участок	тип пород	Cu	Ni	Co	Cr	V	Pd
"Шапочка"	высокомагнезиальные коматиитовые базальты	0,031	0,034	0,003	0,064	0,002	0,041
		12*					
	низкомагнезиальные коматиитовые базальты	0,042	0,026	0,002	0,031	0,009	0,026
		16					
	андезито-базальты	0,063	0,014	0,002	0,017	0,012	0,011
		18					
	туфобрекчии и туфы	0,091	0,011	0,001	0,012	0,018	0,011
		9					

*- в знаменателе количество анализов.

Значительный интерес представляют конгломераты вендского чехла, расположенного вдоль северного склона Ветреного пояса, где рудная минерализация золота и платиноидов приурочена к границе между горизонтами конгломератов и высоко-дифференцированных гравелитов (см.рис.). В тяжелой фракции, выделенной из гравелитов отмечаются единичные знаки окатанного медистого золота, палладистой платины, самородной меди, а так же большого количества минералов – спутников алмазов: хромшпинелидов, хромитов, хромдиопсидов, пироповидных гранатов.



Буровой профиль по линии скважин Ш-1 – Ш-3, вскрывающий разрез венда на участке «Шапочка». Составлено по данным А.М. Ахмедова, В.А. Крупеника (ФГУП ВСЕГЕИ) и собственным наблюдениям.

Полученные данные свидетельствуют о перспективности выявления среди ВК свиты Ветреный Пояс дифференцированных покровов лав, содержащих рудные концентрации платиноидов. Особый интерес может представлять этот тип пород, попадающий в зоны влияния субширотных разломов, где интенсивно проявлены процессы низкотемпературного метасоматоза. Перспективны на выявление рудных концентраций золота так же терригенные отложения вендского чехла, мощность которого возрастает в юго-восточном направлении (на территории Архангельской области), где уже выявлены рудопроявления золота.

Работа выполнена благодаря материалам, предоставленным в ФГУП ВСЕГЕИ с согласия ООО ГМК «Норильский Никель».

ПЛАТИНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ОЛИВИНОВОГО ГОРИЗОНТА ЗАПАДНО-ПАНСКОГО МАССИВА

Габов Д.А., Субботин В.В.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, sub@geoksc.apatity.ru

Федорово-Панский основной-ультраосновной интрузивный комплекс известен как наиболее перспективный объект в Кольской платинометальной провинции обладающий рядом уже хорошо изученных месторождений и рудопроявлений: Федорова тундра, Северный и Южный рифы, расслоенный горизонт Восточно-Панского блока (Митрофанов и др., 1999). Проведенные в последние годы поисковые работы позволили обнаружить новое проявление малосульфидной платинометальной минерализации связанной с оливиновыми породами в южной части Западно-Панских блока.

Федорово-Панский интрузив расположен в центральной части Кольского полуострова и занимает межформационное положение на границе архейских образований и палеорифтогенной Печенга-Имандра-Варзугской структуры. Возраст интрузии 2498-2447 млн.лет (Баянова, 2004). По геологическому строению интрузия делится на три части - Федоровский, Западно-Панский и Восточно-Панский блоки, каждый из которых обладает своим уникальным строением (рис.1).

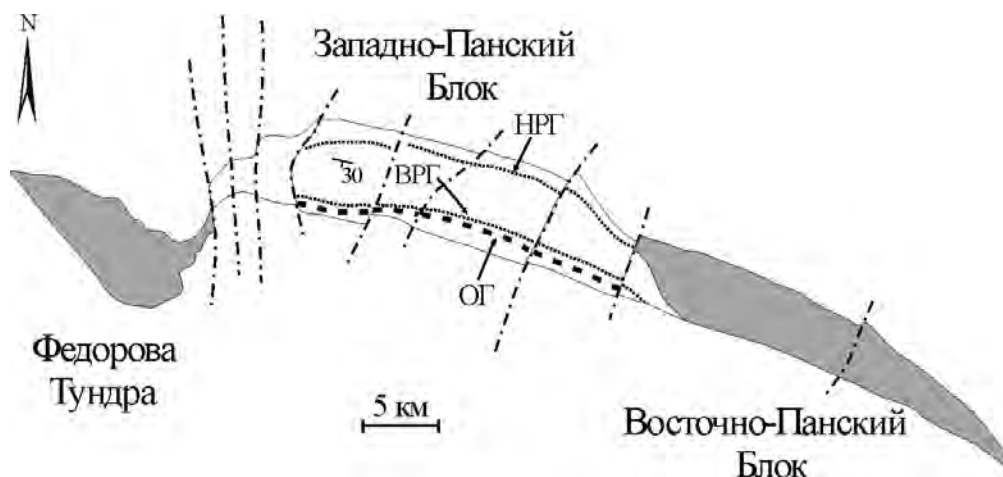


Рис.1. Схематическая карта Федорово-Панского интрузива.

Западно-Панский блок представляет собой пластовое тело протяженностью около 30 км и юго-западным падением под углами 30-40° сложенное главным образом габброноритами. В его разрезе наиболее полно проявлены два горизонта интенсивно расслоенных пород: верхний и нижний (НРГ и ВРГ), с которыми и связана платинометальная минерализация (рис.2). НРГ сложен интенсивно переслаивающимися разнозернистыми габброноритами, пятнистыми габбро, анортозитами, норитами и пироксенитами, с ним связан Северный платиноносный риф. В составе ВРГ преобладают разнозернистые и трахитоидные габбронориты, встречаются габбро, анортозиты и нориты. Платинометальная минерализация связана с анортозитовым пластом в подошве ВРГ. Рудопоявление получило название Южного платиноносного рифа.

Оливиновый горизонт (ОГ) по разрезу расположен выше ВРГ и представляет собой пачку ритмично переслаивающихся оливинсодержащих пород мощностью от 160 до 250 м (Vursiy et al., 2005). Горизонт четко прослеживается на всем протяжении Панского массива, но наиболее полный разрез можно наблюдать в центральной части Западно-Панского блока.

Каждый ритм ОГ имеет следующее строение: верхняя часть разреза представлена троктолитами, которые сменяются тонкополосчатой нерасчлененной пачкой состоящей из чередующихся троктолитов, оливиновых габброноритов и габброноритов; нижняя часть ритма представлена оливиновыми габброноритами со шлировидными скоплениями анортозитов (рис.2). Эруптивные контакты с вмещающими габброноритами и состав пород ОГ, позволяют утверждать, что формирование ОГ связано с поступлением (инъекцией) примитивной магмы в еще пластичные породы интрузии (Нивин и др., 2005). А циклическая смена кумулюсной ассоциации позволяет предполагать, что поступление свежих примитивных порций магмы было не однократным (Vursiy et al., 2005).

Сульфидная минерализация ОГ, как правило, располагается в кровле полосчатой пачки вблизи контакта с троктолитовым слоем (Рис.2). Участки, обогащенные рудными компонентами, образуют согласные с общим простиранием пород линзы или изометричные шлировидные обособления, мощностью от 0,1 до 1 м. По простиранию в коренных обнажениях оруденение прослежено на 400 метров и подтверждено скважинами на глубинах до 145 м. Содержание ΣPGE+Au в штуфных и бороздовых пробах из обнажений достигает 15 г/т. Среднее содержание Ni-0,16 мас.%, Cu-0,11 мас.%. Отношение Pd/Pt варьирует от 5,2 до 7,9.

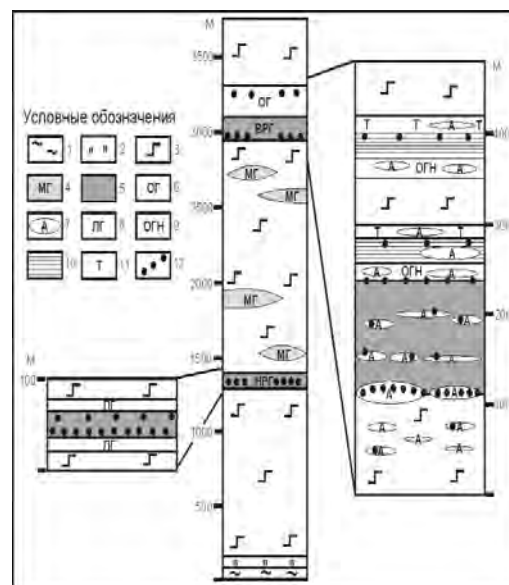


Рис.2. Схематический геологический разрез Западно-Панского блока и расслоенных горизонтов ВРГ (справа) и НРГ (слева). 1 – породы краевой зоны; 2 – нориты; 3 – габбронориты, 4 – магнетитовое габбро; 5 – горизонты интенсивного переслаивания габбро, габброноритов, норитов, анортозитов (ВРГ и НРГ); 6 – горизонт оливинсодержащих пород (ОГ); 7 – линзы анортозитов и лейкогаббро ВРГ; 8 – лейкогаббро и лейкогаббронориты НРГ; 9 – оливиновые габбронориты; 10 – пачка переслаивания троктолитов, оливиновых и оливинсодержащих габброноритов, анортозитов и безоливиновых габброноритов; 11 – троктолиты; 12 – сульфидное Cu-Ni и ЭПГ оруденение.

Содержание сульфидов в среднем составляет 0,5 мас.% (вариации 0,1-1,5 мас.%), это в 2-3 ниже, чем в Северном и Южном рифах. Морфологически оруденение представлено крайне неравномерной интерстициальной вкрапленностью. Размер сульфидных зерен и агрегатов сильно колеблется, но не превышает 1-2 мм. Характерны очень тонкие ажурные сростания сульфидов (особенно халькопирита) с вторичными силикатами, замещающими оливин или пироксены.

Таблица 1. Значения коэффициентов корреляции для пар элементов (19 анализов)

	Pt	Pd	Rh	Au	Ni	Cu
Pt	1,00					
Pd	0,99	1,00				
Rh	0,92	0,92	1,00			
Au	0,92	0,94	0,89	1,00		
Ni	0,61	0,61	0,55	0,57	1,00	
Cu	0,82	0,83	0,68	0,78	0,68	1,00
S	0,50	0,46	0,42	0,43	0,33	0,63

Наиболее распространенными рудными минералами являются халькопирит, пентландит и в меньшей степени пирротин (рис.2). Значительная часть пентландита замещается виоларитом. Миллерит и борнит здесь распространены значительно чаще, чем в других рудных горизонтах массива.

Всего было установлено 7 минералов платиновых металлов (МПМ). Относительно распространенными являются: котульскит, мончеит и брэггит (45, 19 и 15% от общего количества соответственно), на долю остальных в сумме приходится только около 20 % (табл.2). Наибольшими размерами выделений обладают мончеит и брэггит - до 40 мкм (рис.3, 4). Размер и прочих платиноидов, в том числе и котульскита, редко превышает 10 мкм. Около трети платиноидов были встречены в сростаниях друг с другом. Чаще всего сростаются висмута-теллуриды и арсениды (мончеит-котульскит, котульскит-кейтконнит, котульскит-сперрилит). Кроме перечисленных минералов (табл.2) были обнаружены фазы $PdCuZn$ и $(Pt,Fe,Cu,Ni)_3S_2$, последняя, по видимому, может являться очень тонким сростанием нескольких минералов.

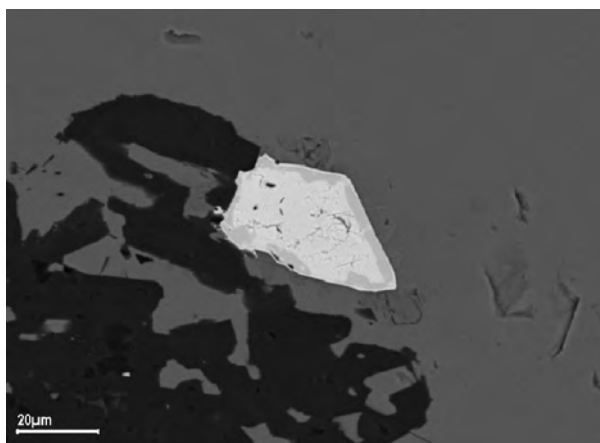


Рис.3. Зерно мончеита (белое) окаймленное кайтконнитом (светло-серое) в халькопирите (серое). Черное – амфиболы. Оливинный габбронорит. РЭМ-фото.

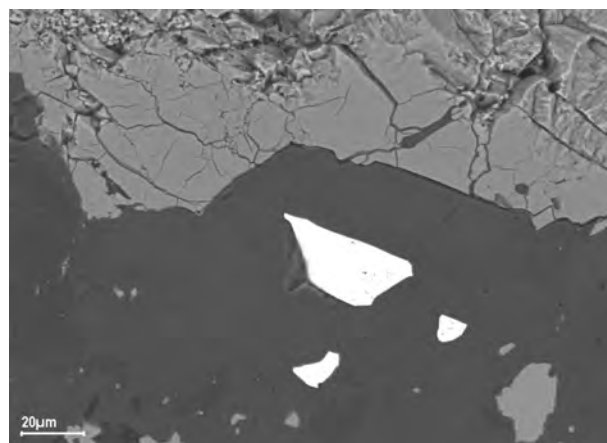


Рис.4. Зерна брэггита в силикате (черное) рядом с крупным виоларитовым вкраплением (серое). Оливинный габбронорит. РЭМ-фото.

Платинометальная минерализация ОГ пространственно тесно связана с сульфидной Fe-Cu-Ni минерализацией. Устанавливаются следующие формы взаимоотношений МПМ с сульфидами: - платиноиды располагаются в тесном сростании с сульфидными минералами и располагаются на границе сульфид-силикат либо в самом сульфиде (рис.3); - локализация мелких зерен (менее 5 мкм) в ореольной зоне тонкозернистых сульфидов и вторичных силикатов вокруг относительно крупных сульфидных вкрапленников; - относительно крупные платиноиды располагаются вблизи сульфидов (самый редкий случай, особенно характерен для сульфидов Pd и Pt) (рис.4).

Кроме собственных минералов значительная доля Pd связана с пентландитом (виоларитом) - до 0,26 мас.%. Также микрозондовым анализом установлены повышенные концентрации Pd в миллерите - до 0,13 мас.%.

В заключение следует отметить, что по таким показателям как содержание ЭПГ, отношение Pd/Pt, характеру сульфидной и платинометальной минерализации оруденение ОГ в целом аналогично минерализации

Таблица 2.

Минерал	Формула
Брэггит	$(Pt,Pd,Ni)S$
Котульскит	$(Pd,Pt)(Te,Bi)$
Мончеит	$(Pt,Pd)(Te,Bi)_2$
Кейтконнит	$Pd_{20}Te_7$
Звягинцевит	$(Pd,Pt,Au)_3(Pb,Sn)$
Холлингуортит	$(Rh,Pt)AsS$
Сперрилит	$PtAs_2$

ЮР, и при дальнейшем изучении следует ожидать существенного увеличения разнообразия минеральных видов.

РЭМ фотографии сделаны в Геологическом Институте КНЦ РАН с помощью сканирующего электронного микроскопа Leo-1450, аналитик Савченко Е.Э.

ЛИТЕРАТУРА

Балабонин Н.Л., Субботин В.В., Скиба В.И., Войтеховский Ю.Л., Савченко Е.Э., Пахомовский Я.А. Формы нахождения и баланс благородных металлов в рудах Федорово-Панской интрузии. // Обогащение руд, № 6. 1998а., 24 - 30 с.

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. СПб.: Наука, 2004, 174 с.

Габов Д.А., Карпов С.М., Вурсий Г.Л., Субботин В.В. "Сравнительная минералогическая характеристика платинометалльного оруденения расслоенных горизонтов массива Западно-Панских тундр" // Материалы 14-й молодежной научной конференции. Петрозаводск. ИГ КарНЦ РАН. 2003, 20-22 с.

Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю. Механизм дифференциации расслоенного интрузива Западно-Панских тундр. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2000. 315 с.

Митрофанов Ф.П., Балабонин Н.Л., Баянова Т.Б., Корчагин А.У., Латыпов Р.М., Осокин А.С., Субботин В.В., Карпов С.М., Нерадовский Ю.Н. Кольская платинометалльная провинция: новые данные. // Платина России. Сб. научн. трудов. Том. III, кн. 1. Москва, ЗАО «Геоинформ», 1999. с. 43-52.

Нивин В.А., Корчагин А.У., Новиков Д.Д., Рундквист Т.В., Субботин В.В. "Изотопно-Газовые (He, Ar) особенности рудоносных горизонтов западной части Панского массива", В кн.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты. Изд-во КНЦ РАН. 2005. С. 65-77.

Gabov Dmitry, Subbotin Viktor, Mitrofanov Felix and others "Pd and Pt tellurides in the PGE deposit of the Fedorovo-Pansky layered intrusion, Kola peninsula, Russia" // 32nd Int. Geol. Congr., 2004, Abs. Vol., pt.1, 275 p.

Vursiy G., Gabov D., Subbotin V., Korchagin A., Klemens W., Korchak P. PGE-mineralization in Olivine horizon in the West-Pana Layered Intrusion (Kola Peninsula, Russia). // 10th International Platinum Symposium "Platinum-Group Elements – from Genesis to Beneficiation and Environmental Impact", August 8 –11, 2005, Oulu, Finland, Extended Abstracts, Edited by T.O. Tormanen and T.T. Alapieti, Geological Survey of Finland, ESPOO 2005, pp.558-561.

ГЕОЛОГИЯ И ЗОЛОТОРУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЯНИСЙОКИ (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ)

Донскова Н.В.

СПбГУ, Санкт-Петербург, nataha-in-peter@rambler.ru

Район Северного Приладожья располагается на юге Балтийского кристаллического щита. Главный структурный элемент этой территории Раахе-Ладожская зона находится в пределах сочленения архейского карельского массива с раннепротерозойским свекофенским подвижным поясом и сложена породами питкярантской и ладожской серий нижнего протерозоя лудиковийского и калевийского надгоризонтов региональной стратиграфической шкалы. Район Янисярви-Ляскеля-Импиниеми находится между двух групп куполов Питкярантской и Сортавальской в зоне интенсивных дислокаций, где широко развиты дайки и малые тела интрузии, варьирующие по составу от габбро-диоритов до плагиогранитов. К наиболее крупным телам относятся трещинные интрузии тоналит-порфиров Янисйоки и габбро-диоритовый шток Алатту.

Алатту – наиболее изученный участок, находится на северо-востоке рудного поля Янисйоки. Габбро-диориты штока с запада обрамляются и прорываются дайками тоналит-порфиров. Рудопроявление Янисйоки расположено в юго-западной части рудного поля и приурочено к экзо- и эндоконтактам тоналитовой интрузии.

Вмещающими породами для обеих интрузий служат слоистые метатерригенные толщи калевийского надгоризонта ладожской серии, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, представленные метапесчаниками и кордиерит-ставролит-андалузитовыми сланцами. Горные породы интрузии Янисйоки, в западной экзоконтактной зоне интенсивно рассланцованы, подвержены наложенным метасоматическим изменениям. По минеральным парагенезисам они подразделяются на пропилиты, березиты. Пропилиты – гидротермально-метасоматическая рудовмещающая горная порода, состоящая из альбита, актинолита, цоизита, хлорита, турмалина, карбоната, серицита, кварца и др. Березиты – гидротермально-метасоматические рудоносные породы, состоящие из кварца и серицита, с постоянной примесью пирита, альбита, апатита, турмалина и рутила.

При изучении рудных минералов в отраженном свете было установлено, что оруденение имеет вкрапленный и прожилковый характер. Вкрапленная минерализация распространена по всей массе породы, прожилковый тип характерен для зон окварцевания. На основании характера взаимоотношений структурных и тектонических признаков минералов выделяется три основных стадии минералообразования. На самой ранней стадии образования пропилитов по тоналитам, выделяются минералы I парагенезиса: первичные ильменит и биотит при замещении образуют рутил и титанит, соответственно. Самые ранние березиты, по всей видимо-

сти, несут молибденовую минерализацию, которая представлена тонкими кварц-молибденитовыми и «сухими» молибденитовыми прожилками, которые развиты преимущественно среди вмещающих метапесчаников. В более позднюю стадию – стадию образования массивных объемных и линейных прожилковых березитов по тоналит-порфирам, при этом выделяются рудные минералы второго парагенезиса. При формировании II парагенезиса рудообразование происходит в две подстадии: 1-сульфоарсенидная подстадия; при которой формируется ассоциация из последовательно кристаллизующихся пирита 1-арсенопирита – халькопирита 1 – пирротина и самородного золота; 2- сульфидная подстадия сопровождалась появлением пирита 2, сфалерита, галенита, халькопирита 2, сульфосольной минерализации, самородного золота и марказита. Минералы III парагенезиса выделяются в самую низкотемпературную стадию-стадию гипергенеза выделяется гидротерматит, образующийся в результате выветривания сульфидов железа.

Золотое оруденение зафиксировано в рассланцованных, березитизированных, окварцованных интрузивных и в углеродистых метатерригенных породах.

Средняя пробыность самородного золота составляет 887 промилле, в качестве примесей в самородном металле обнаружены (масс. %): серебро Ag-11.27, Cu около 0.01, Fe – 0.1.

Полный аналог рудопроявлений Алатту и Янисйоки является промышленное месторождение Осиконмяки в Финляндии, запасы которого оцениваются в 6,6 т. Ресурсы рудопроявления Янисйоки по категории P₂ оцениваются в 11,2 т., а ресурсы рудопроявления Алатту по категории P₂ – более 5т.

С учетом специфики изученных проявлений предлагаются следующие общие и локальные поисковые признаки:

- наличие интрузивных тел различного состава (от основного до кислого) в областях развития малых интрузий и даек суйстамского комплекса;
- наличие метасоматических изменений (березитизации), зон окварцевания и кварцевых прожилков с золото-арсенопитировым, золото-кварцевым и золото-полисульфидным оруденением;
- наличие метатерригенных вмещающих пород с углеродистым веществом и сульфидной минерализацией;
- наличие ореолов рассеяния золота в четвертичных отложениях и наличие контрастных геохимических аномалий Au, Ag, As, Sb, Bi, Pb.

ПРОГРЕССИВНАЯ ДЕФОРМАЦИЯ В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ПОРОДАХ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Елисеев Р.А.

АФ МГТУ, *Anamumy, balagan@geoksc.apatity.ru*

Введение. Многие метаморфические породы одновременно с метаморфизмом испытали и деформации, которые можно наблюдать в самых разнообразных структурах. Одними из наиболее интересных структур являются сдвиговые зоны (*shear zones* в англоязычной литературе). Под сдвигом здесь подразумевается механизм деформации сдвига или скалывания (*shear*), а не тип разлома (сдвиг как тип разлома отвечает английским терминам *strike-slip fault*, *lateral fault* и т.п.). В сдвиговых зонах часто наблюдаются структурные формы, отражающие прогрессивную деформацию, примеры которой редки в работах по Кольскому региону. Прогрессивной деформацией (*progressive deformation*) называются изменения (искажение и вращение) любого тела, происходящие в результате увеличивающегося, нарастающего со временем (прогрессирующего) смещения составляющих его частиц (*Ramsay, Huber, 1983*). Другими словами, это процесс накопления деформации со временем (*Passchier, Trouw, 1998*). Прогрессивную деформацию можно описать только тогда, когда можно выделить сменяющие друг друга стадии одного и того же процесса деформации. В предлагаемой работе приводятся два примера прогрессивной деформации: один из Печенгской структуры, а другой – из Федорово-Панского основного расслоенного массива.

Печенгская структура является частью Печенга-Имандра-Варзугского палеорифта, который развивался с 2,5 до 1,8 млрд лет. Условия ее метаморфизма не превышали низкотемпературной амфиболитовой фации (*Петров и др., 1986*). На контакте пород Северной и Южной зон этой структуры были выявлены золотоносные сдвиговые зоны (*Балаганский, Беляев, 2005*). Автором данного сообщения проводится петрографическое изучение золотоносных пород из этих сдвиговых зон. Часть из них представлена метабазами четвертой толщи Печенгской структуры.

Метабазальты имеют сланцеватую текстуру и фиброгранобластовую структуру с элементами катакластической. Породообразующие минералы представлены плагиоклазом (в менее измененных породах андезин № 34, в измененных, по-видимому, более кислый), актинолитом и хлоритом (содержание, по визуальным оценкам, до 40, 35 и 25%, соответственно), а также кальцитом и клиноцоизитом (оба до 10%). Кварц является второстепенным минералом. Среди акцессорных минералов был обнаружен титанит. Метабазальты содержат метаморфическую ассоциацию *плагиоклаз + актинолит + хлорит + клиноцоизит + кальцит + кварц*. Для

метабазальтов Печенги, метаморфизованных в условиях зеленосланцевой фации, приводятся следующие ассоциации: Хл + Акт₃₅₋₃₈ + Эп + Карб + Аб₁₀₋₁₂ + Кв, Хл + Акт₃₉₋₄₁ + Эп + Аб₅₋₇ + Кв, Хл + Акт₂₆ ± Карб + Аб + Кв (Петров и др., 1986). Таким образом, изученные метабаза́льты подверглись изменению в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма.

Метабазальты на участке Пороярви содержат карбонат-сульфидные жилки и являются золотоносными (Балаганский, Беляев, 2005). Жилки и метабаза́льты рассланцованы и милонитизированы, о чем свидетельствуют ленточный кварц, раздробленные зерна карбонатов и смещение их двойников, хлорит-амфиболовые милониты и др. Жилки сложены преимущественно сульфидами (до 20%), кальцитом (до 60%), кварцем (от 10 до 40%), хлоритом и актинолитом, реже наблюдается клиноцоизит. Сульфиды представлены пиритом (около 80%), пиротином (до 20%), халькопиритом (не более 1%) и единичными микрозернами галенита (Хеладзе, 2005).

Рядом с отдельными зернами сульфидов и их скоплениями иногда наблюдаются каймы или своеобразные "хвосты", состоящие преимущественно из кварца (до 70%) и хлорита (до 25%), изредка с включениями актинолита (до 5%). Каймы и "хвосты" представляют собой сростки зерен фибровидного кварца и хлорита, параллельных друг другу (рис. 3а, в). Метаморфический их парагенезис – *актинолит + хлорит + кварц*, – принципиально сходен с таковыми метабаза́льтов и жилок. Следовательно, каймы и "хвосты" образовались при таких максимальных *P-T* условиях метаморфизма. Это предполагает, что в то же время образовалась и золоторудная минерализация.

Фибровидные образования могут быть в целом как прямыми (рис. 1а), так и изогнутыми при сохранении параллельности зерен друг другу (рис. 1в). Часто фибры в двух смежных "хвостах" одного и того же включения расположены перпендикулярно друг другу (рис. 1а, в). Фибры в "хвостах" близлежащих зерен сульфидов имеют сходную ориентировку и располагаются параллельно сланцеватости и милонитовой полосчатости.

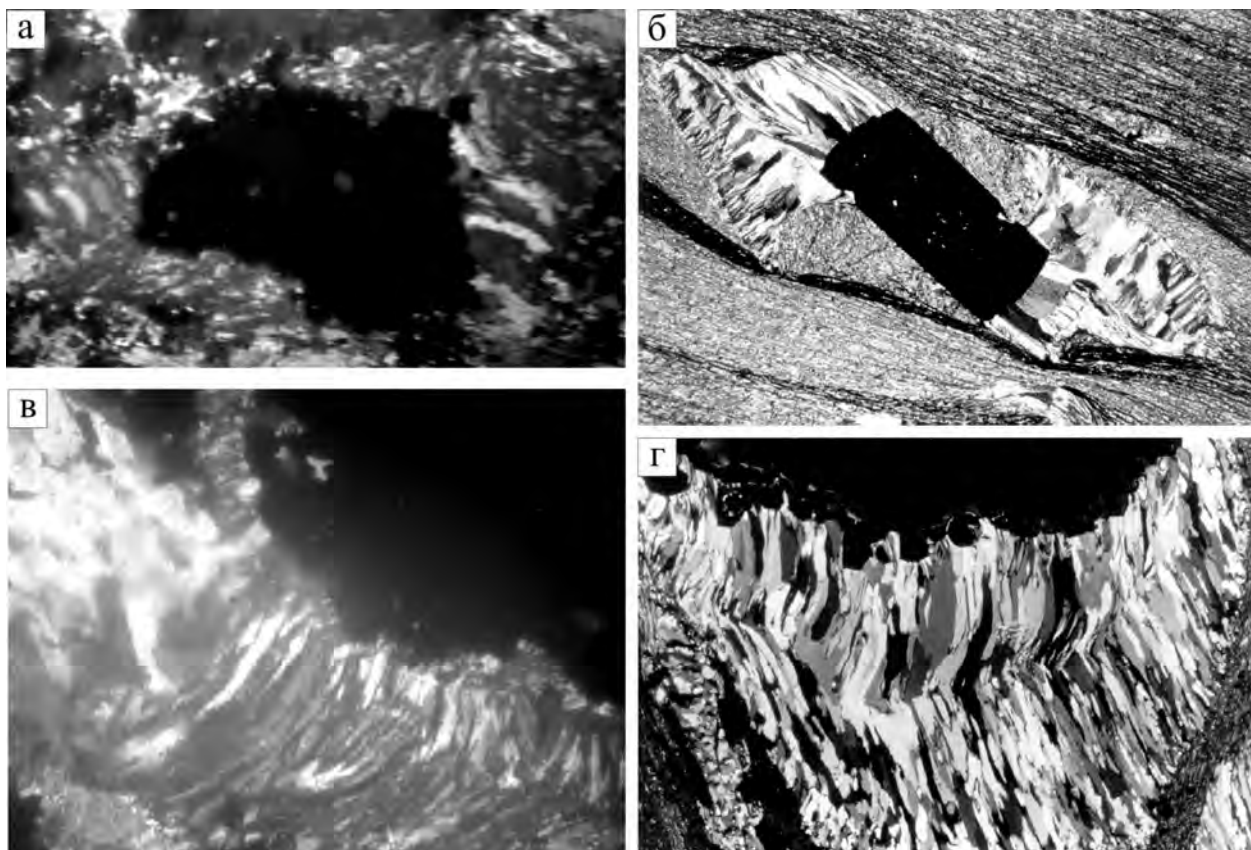


Рис. 1. Фибровидные агрегаты кварца, хлорита и актинолита в карбонат-сульфидных жилках в метабаза́льтах (а, в) и литературные примеры аналогичных агрегатов (б, г) (Passchier, Trouw, 1998).

Примеры подобных фибровидных агрегатов описаны в литературе (Passchier, Trouw, 1998; Ramsay, Huber, 1983). Образование этих агрегатов объясняется следующим образом. Сульфиды являются относительно твердым материалом, и в анизотропном поле напряжений на одних сторонах кристаллов или скоплений сульфидов возникают участки пониженного давления, а на других – повышенного. Наиболее подвижные компоненты (таких как кварц, хлорит и другие минералы) растворяются и перемещаются из участков с повышенным давлением в участки пониженного давления. При этом происходит рост кристаллов субперпендику-

лярно грани зерна и перпендикулярно направлению действия нагрузки (параллельно направлению удлинения породы). Если наблюдается плавный поворот в направлении роста фибр, то это значит, что в процессе роста фибр кристалл (включение) равномерно вращался. Если поворот фибр резкий, то точка максимального перегиба фибр отвечает вращению кристалла с более высокой скоростью (рис. 1г). Если же фибры в смежных "хвостах" одного и того же кристалла развернуты относительно друг друга на 90 градусов, то это означает, что кристалл повернулся на аналогичный угол (рис. 1б).

Соответственно описанный нами пример является примером прогрессивной деформации в условиях анизотропного поля напряжения и простого сдвига.

Федорово-Панский массив принадлежит к древней группе основных расслоенных массивов, возраст которых составляет 2.49–2.51 млрд лет (Баянова, 2004). Он является платиноносным (Митрофанов и др., 2005) и в его пределах ведутся поисково-разведочные работы с бурением. В 2006 г. в керне скв. № 41, сложенном сильно измененным и раздробленным габброидом, был обнаружен фрагмент породы, местами полосчатой и тонкополосчатой (доли миллиметра) (рис. 2). На первый взгляд фрагмент напоминает ксенолит, но при детальном изучении было установлено, что это не так.

Фрагмент состоит из пород трех различных по структуре типов: тонкополосчатой, полосчатой и неполосчатой; полости, заполненные кварцем, можно выделить как четвертый тип. Породы первых трех типов мономинеральные и сложены пренитом (микрозондовые данные Т.В. Рундквист). В шлифах пренит образует лучистые агрегаты. Таким образом, эти породы образовались в условиях пренит-пумпелиитовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма, причем при отсутствии напряжений.

Полосчатость, наблюдаемая в некоторых частях фрагмента, строго параллельна боковым контактам и пустотам с кварцем. В породе третьего типа присутствует небольшой ксенолит полосчатой породы второго типа (рис. 3а, б). В правом верхнем и левом нижнем углах фрагмента (рис. 3а) можно обнаружить зоны дробления, насыщенные пренитом. От левого нижнего угла фрагмента такая зона прослеживается влево и соединяется с верхним правым углом другого аналогичного фрагмента, полосчатость в котором субпараллельная полосчатости в первом фрагменте (рис. 2).

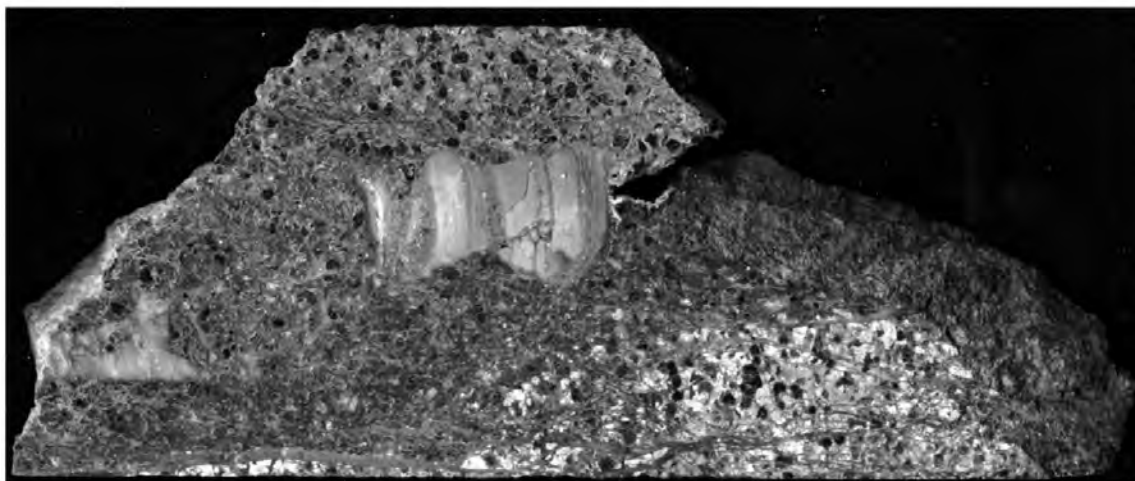


Рис. 2. Распиленный и приполированный керн из скв. № 41 с фрагментами полосчатой пренитовой породы (длина керна 16 см).

Эти типы пород отвечают разным стадиям образования фрагмента. На первой стадии (рис. 3в, А) появилась зигзагообразная трещина. На второй стадии (рис. 3в, Б) сдвиговые движения приводят к раскрытию полости в теле габброида, которая заполняется тонкополосчатой пренитовой породой (№ 1, рис. 3б). Процесс раскрытия-заполнения происходит многократно и поэтому формируется тонкая полосчатость. На третьей стадии (рис. 3в, В) продолжающиеся сдвиговые деформации приводят к раскрытию новых трещин по краям ранее сформированной породы. Они заполняются полосчатой породой (№ 2 на рис. 3б), но здесь число раскрытий-заполнений было меньше, чем в породе № 1, и формируется более грубая полосчатость. На четвертой стадии (рис. 3в, Г) продолжают возникать новые трещины, которые моментально залечиваются неполосчатой породой (№ 3 на рис. 3б), т.е. скорость образования и заполнения пустот была настолько высокой, что полосчатость почти не возникала. На такую высокую скорость деформации указывает ксенолит породы № 2 в породе № 3 (рис. 3а, б). На заключительной стадии (рис. 3в, Д) образуются небольшие полости по краям фрагмента, которые заполняются кварцем, причем часть пустот остается незаполненной. Во время всех стадий каждая новая трещина располагалась практически параллельно старым трещинам.

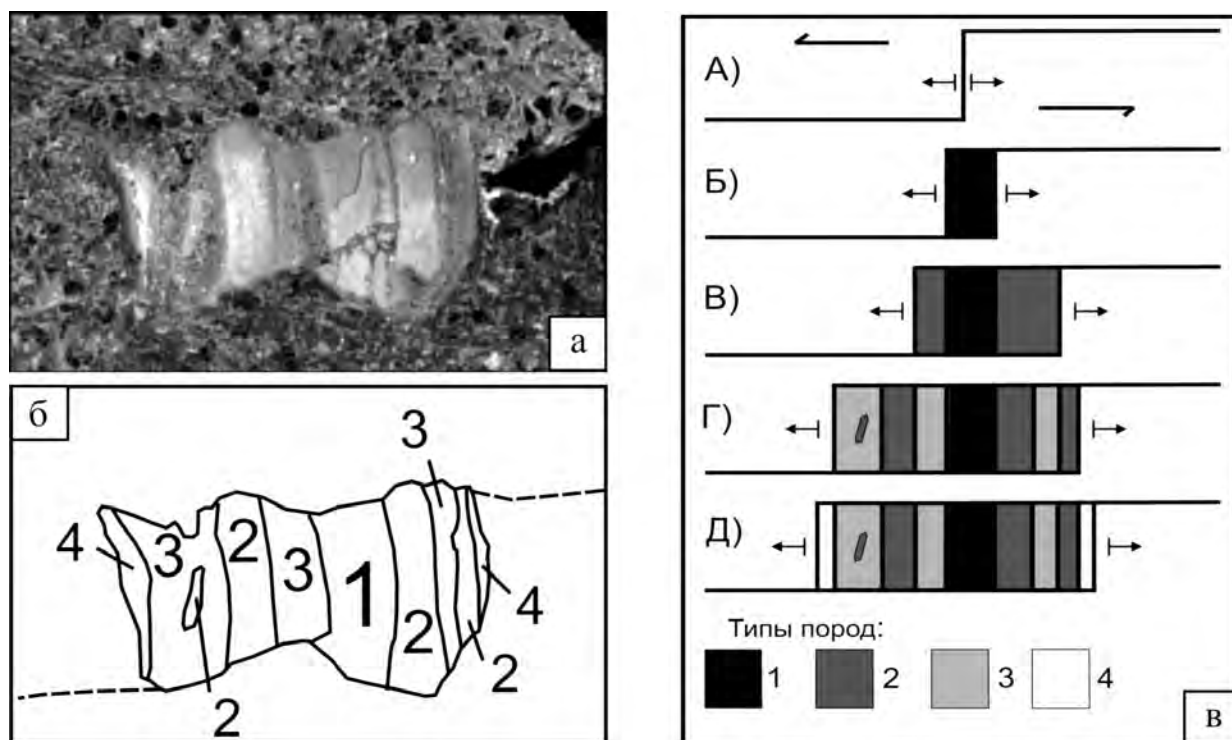


Рис. 3. Фрагмент пренитовой породы шириной 3,5 см (а), выделенные типы пород (б) и стадии образования фрагмента (в).

Таким образом, мы имеем дело с прогрессивной деформацией, в процессе которой идет послойная кристаллизация материала с хаотично расположенными лучистыми агрегатами пренита в быстро раскрывающихся трещинах, т.е. перпендикулярно направлению растяжения. Если бы скорость кристаллизации пренитового материала была бы выше, чем скорость растяжения (раскрытия трещин), то пренит образовывал бы фибры, параллельные направлению растяжения и перпендикулярные стенкам трещин.

Выводы. В первом случае прогрессивной деформации новообразованные минералы росли параллельно направлению растяжения породы, т.е. скорость кристаллизации ($V_{кр}$) превышала скорость деформации ($V_{деф}$). Во втором случае плоскостные текстуры новообразованных пород заполняли быстро раскрывшиеся трещины, т.е. полосчатость располагалась перпендикулярно направлению растяжения ($V_{деф} > V_{кр}$). Таким образом, разные структурные узоры, возникающие при прогрессивной деформации, определяются соотношением скоростей $V_{деф}$ и $V_{кр}$.

Автор благодарен В.В. Балаганскому (ГИ КНЦ РАН) и Т.В. Рундквист (ОАО "Пана", ГИ КНЦ РАН) за большую помощь при проведении исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Балаганский В.В., Беляев О.А. Золотоносные сдвиговые зоны в раннем докембрии Кольского полуострова: прогноз и первые результаты // Петрография XXI века. Т. 3. Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН. 2005. С. 37–38.
- Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизм. СПб.: Наука. 2004. 174 с.
- Митрофанов Ф.П., Нерадовский Ю.Н., Субботин В.В. и др. Рудовмещающие породы и видовое разнообразие минералов ЭПГ в интрузивных комплексах Кольского региона // Петрография XXI века. Т. 3. Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН. 2005. С. 192–193.
- Петров В.П., Беляев О.А., Волошина З.М. и др. Метаморфизм супракrustальных комплексов раннего докембрия. Л.: Наука. 1986. 272 с.
- Хеладзе С.М. Петрография и минералогия золотоносной сдвиговой зоны района озера Пороярви. Выпускная квалификация. работа магистра. Апатитский филиал Мурманск. гос. техн. универ. 2005.
- Passchier C.W., Trouw R.A.J. Microtectonics. Berlin, etc.: Springer Verlag. 1998.
- Ramsay J.G., Huber M.I.. The Techniques of Modern Structural Geology. V. 1. Strain Analysis. London, etc.: Academic Press. 1983. 307.

ПРИРОДА ПОЛОСЧАТЫХ ТЕКСТУР В МИГМАТИЗИРОВАННЫХ АМФИБОЛИТАХ ХЕТОЛАМБИНСКОЙ ТОЛЩИ БЕЛОМОРСКОГО КОМПЛЕКСА

Козловский В.М.

ИГЕМ РАН, Москва, *bazil@igem.ru*

Мигматиты распространены в глубоко эродированных частях региональных зон смятия, где возникают в результате взаимодействия деформаций сдвига и флюидных потоков, преобразующих вмещающие породы. Соответственно, основными вопросами при изучении мигматизации являются соотношение ее с деформациями и метаморфизмом, последовательность вещественных преобразований пород, параметры и структура флюидного потока. Благодаря сочетанию петрологического подхода с фрактальным анализом структуры мигматитового поля удалось получить свидетельства в пользу эпигенетической (метасоматической) природы полосчатости мигматизированных амфиболитов и синхронности мигматизации с деформациями сдвига.

Изучены мигматиты в неоднородной ритмично полосчатой Хетоламбинской толще Беломорского комплекса. По терминологии И.С.Седовой и В.А. Глебовицкого они соответствуют плагиогранитогайсам (Lc_1), образовавшимся в результате натрий-кремниевых метасоматозов, который проходил при температуре 700 – 750°C и давлении 6 – 8 кбар (Седова, Глебовицкий, 2005). Исследуемые процессы мигматизации сопряжены с ребольским (2,73 – 2,68 млрд. лет.) этапом метаморфизма.

Особенности геологического строения апоамфиболитовой мигматизированной толщи. Нашими полевыми наблюдениями установлено, что Хетоламбинская апоамфиболитовая мигматитовая толща имеет хорошо выраженное ритмично-полосчатое или линзовидно-прожилковое строение – темные прослои (плагиоклаз-амфиболовые) последовательно сменяются все более и более лейкократовыми (кварц-биотит-плагиоклазовыми). В строении ритма участвуют 5 прослоев, соприкасающиеся друг с другом по четким геологическим границам. В большинстве случаев полосы расположены субпараллельно. Иногда отдельные элементы ритмов могут быть не проявлены.

В обнажениях соседние прослои хорошо различаются по содержанию роговой обманки и биотита. Кроме того, они хорошо отличаются и по химическому составу. Каждый прослой (элемент ритма) сложен однородной равновесной минеральной ассоциацией, регулярно повторяющейся в разрезе.

В изученной полосчатой мигматитовой толще мощность прослоев ступенчато убывает в обратной зависимости от кремнекислотности и лейкократовости мигматитов. По мере возрастания интенсивности метасоматических преобразований увеличивается содержание SiO_2 и Na_2O , происходит осветление мигматитов в результате ступенчатого возрастания доли плагиоклаза и кварца и сокращения содержания роговой обманки и биотита. Поэтому, наиболее мощные прослои сложены малоизмененными меланократовыми разновидностями мигматитов, а наиболее тонкие – лейкократовыми максимально преобразованными.

Согласно наблюдениям, выделяются пять последовательных стадий мигматизации амфиболитов с нарастанием доли парагенезиса $Pl+Otz+Bt$. По крайней мере для трех из них наблюдались структурные соотношения, указывающие на последовательность образования: 1 – ранние меланократовые амфиболовые и биотит-амфиболовые мигматиты; 2 – более поздние мезократовые биотитовые мигматиты; 3 – лейкократовые кварц-олигоклазовые тонкие тела с редким биотитом. Зарождение новых лейкократовых мигматитов происходит внутри более ранних меланократовых мигматитовых полос. Местами лейкократовые мигматиты секут более ранние меланократовые полосы по трещинам скола, направленным приблизительно под углом 30° к полосчатости. Как правило трещины скола не выходят за пределы мигматитового прослоя, в котором они сформировались. Практически во всех лейкократовых мигматитовых прослоях сохраняются реликтовые текстуры, унаследованные от ранее образованных меланократовых мигматитов. Самые маломощные лейкократовые мигматиты изредка образуют извилистые тела, секущие границы мощных меланократовых мигматитов, что также указывает на их относительно более позднее образование.

Фрактальная организация разреза как отражение природы полосчатости. Ритмичная полосчатость Хетоламбинской толщи может иметь следующую природу: а) – наследование первичной слоистости вулканогенно-осадочных толщ, б) – эпигенетическая полосчатость, приобретенная в результате наложенных метасоматических процессов. По данным Т.Ф. Щербаковой (1988), формирование полосчатости связано со ступенчатой метасоматической региональной мигматизацией амфиболитов с возникновением ряда: амфиболиты – биотит-амфиболовые плагиомигматиты – амфибол-биотитовые плагиомигматиты – биотитовые плагиомигматиты и плагиограниты. Учитывая, что формирование полосчатых текстур и рассланцевание метаморфических пород связано с тектоническими процессами (Русинов, 2002), рассмотрим природу слоистого строения Хетоламбинской толщи в ее связи с динамикой зоны сдвига. Для этого на месторождении керамического сырья Хетоламбино (жила № 12) изучены состав и пространственное распределение ритмов в мигматизированных амфиболитах верхних горизонтов Хетоламбинской толщи; проведены более 740 замеров мощностей всех прослоев.

Как было установлено геологическими наблюдениями, в изучаемых породах мигматизация происходила вдоль трещин кливажа пластического течения. При этом полосы мигматитов соответствуют зонам активной трещиноватости. По мощности и по составу различаются несколько рангов полос (и, соответственно, зон интенсивности трещиноватости). Согласно экспериментальным данным по эволюции сдвиговых деформаций (Борняков и др., 2001.; Борняков, Шерман, 2003; Борняков и др., 2004; Шерман и др., 1991) на ранних стадиях формируются мелкие непротяженные трещины, ориентированные под 25-45° к направлению сдвига. При взаимодействии с флюидом они залечиваются минеральным веществом. После этого внутри этих зон возникают более протяженные и мощные трещины, которые также залечиваются. На заключительной стадии формируется сложнопостроенный магистральный шов. Мощность зоны активной трещиноватости ступенчато снижается от ранних стадий к поздним. Приведенные экспериментальные данные хорошо согласуются с описанными выше особенностями геологического строения разрезов мигматизированных амфиболитов. Следовательно, это позволяет считать, что мощные темные слабомигматизированные полосы, обогащенные Fe_2O_3 , MgO и CaO , относятся к ранним стадиям развития зоны трещиноватости, а тонкие светлые интенсивно мигматизированные прослои, обогащенные SiO_2 , – к поздним.

В динамично развивающейся тектонической зоне, в результате взаимодействия с флюидом, каждая последующая стадия развития зоны трещиноватости накладывается не на протолит, а на горную породу преобразованную флюидом на предшествующей стадии, которая отличается от протолита по химическому составу и физико-механическим свойствам. Следовательно, при приближении к главному разломному шву, степень проработки флюидом амфиболитового протолита возрастает прогрессивно, а мощность зон уменьшается.

Интенсивность трещиноватости мигматитовых прослоев для каждой стадии процесса оценивалась по степени и мощности метасоматических преобразований. Каждой стадии трещиноватости соответствует определенный состав метасоматитов и соотношение флюид/порода. Поэтому количественная оценка интенсивности трещиноватости возможна по изменению содержания основных породообразующих компонентов в мигматизируемых амфиболитах.

Содержание SiO_2 во флюиде, равновесном с плагиомигматитами, реагирует на изменение давления гораздо более чутко, чем содержания других компонентов раствора (Козловский, 2004). Растворимость SiO_2 при декомпрессии существенно снижается, что инициирует обогащение кремнеземом формирующихся минеральных ассоциаций. Следовательно, кремнекислотность мигматитов может являться индикатором степени развития трещиноватости и индикатором интенсивности мигматизации амфиболитов.

Геологические наблюдения и многочисленные замеры мощностей прослоев мигматитов разного состава показывают, что структура Хетолаббинской толщи масштабно инвариантна в том смысле, что мощности прослоев находятся в логарифмической зависимости от ранжированного содержания SiO_2 (рис. 1).

В качестве параметра фрактала выступает ранжированное с шагом в 5 масс. % содержание SiO_2 в мигматитовом прослое (rang SiO_2). Интервал для ранжирования составляет от 40 до 75 % SiO_2 , перекрывающий вариации кремнекислотности в мигматитовых прослоях. Ранжирование таким способом обеспечивает ступенчатое увеличение масштабного отрезка от 5 до 35 единиц (масс. % SiO_2). Собственно фрактальная зависимость построена на основе замеров средней суммарной мощности мигматитового прослоя (H_i), соответствующей каждому рангу SiO_2 .

Приведенный график показывает, что весь ряд новообразованных апоамфиболитовых пород (пробы 12-7, 12-8, 6, 4, 5) составляет единый регулярный фрактал. Породы протолита – амфиболиты (12-6) и кварц-амфиболовые породы (12-5) отражают полосчатость, унаследованную от протолита и в этот ряд не входят, что подтверждает вывод об эпигенетическом, метасоматическом генезисе полосчатости изученных мигматитов. Фрактальная размерность (D) рассчитывалась по стандартной методике (Mandelbrot, 1967): $D = -\log(H_i)/\log(\text{rang } \text{SiO}_2)$ и равна $D = 0,58$. Исследованная структура близка к “множеству Кантора”.

Обсуждение результатов и выводы. Результаты наших исследований показали, что процесс мигматитообразования был инициирован серией сдвиговых деформаций, вызвавших поток Na-Si-содержащих флюидов.

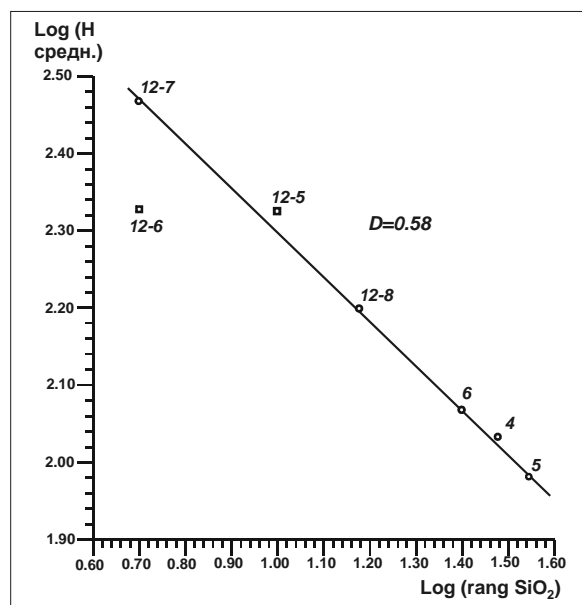


Рис. 1. Фрактальная организация мощностей прослоев в разрезе ритмично слоистой мигматитизированной Хетолаббинской толщи.

дов, которые производили метасоматическое преобразование амфиболитового субстрата вдоль сети трещин кливажа пластического течения. В процессе метасоматоза изменялись хрупко-пластичные свойства пород. Такой автокаталитический процесс прерывался перестройкой системы трещин. Подобный механизм взаимодействия трещинообразования и метасоматоза обусловил дискретность процесса и фрактальные свойства мигматитов. В результате, мигматитообразование представляется ступенчатым самоорганизующимся процессом в системе зона сдвига – флюидный поток в понимании (Летников, 1993). При этом каждый прослой мигматизированных пород отвечает определенной ступени структурно-вещественной эволюции зоны трещиноватости.

Установленная фрактальная организация полосчатости мигматитовых прослоев Хетоламинской толщи означает, что степень трещиноватости прослоев и интенсивность изменения пород флюидом и мощность зоны активной трещиноватости находятся в нелинейной логарифмической зависимости. Это возможно, если прослои мигматизированных амфиболитов разного состава представляют собой последовательный ряд продуктов единого метасоматического процесса и не являются результатом наследования первичной слоистости протоамфиболитовой толщи. То есть мигматитовая полосчатость имеет наложенную эпигенетическую природу.

Установленная стадийность мигматитообразования и ее связь с эволюцией трещиноватости при сдвиге доказывает, что формирование мигматитовых прослоев проходило синхронно со сдвиговыми деформациями в амфиболитовой толще, а не наложено на ранее образованную систему кливажных трещин.

Нелинейная логарифмическая зависимость между интенсивностью флюидно-метасоматической проработки и мощностью зоны активной трещиноватости свидетельствует о существовании между этими величинами обратных связей. Вероятный механизм их действия основан на снижении хрупкости и увеличении пластичности мигматитовых прослоев от стадии к стадии. Изменение хрупко-пластичных свойств вызвано реакциями пород с флюидом в ходе которых амфиболовые мигматиты ступенчато сменяются более пластичными кварц-биотитовыми мигматитами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 04-05-65131, Фонда содействия отечественной науке и программы ОНЗ РАН №2.

ЛИТЕРАТУРА

- Борняков С.А., Шерман С.И. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 7. С 712-718.
Борняков С.А., Шерман С.И., Гладков А.С. // Докл. РАН. 2001. Т. 377. № 1. С. 72-75.
Борняков С.А., Гладков А.С., Матросов В.А. и др. // Геотектоника. 2004. № 5. С. 85-95.
Козловский В.М. // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2004. № 5. С. 15-20.
Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. М.: Наука. 1993. 230с.
Русинов В.Л. В кн.: Флюидные потоки в земной коре и мантии. М.: РАН. 2002. С. 77-83.
Седова И.С., Глебовицкий В.А. // Записки ВМО. 2005. Ч. CXXXIV. № 3. С. 1-24.
Шерман С.И., Буддо В.Ю., Мирошниченко А.И. // Геол. Рудных. Местор. 1991. № 5. С. 13-25.
Щербакова Т.Ф. Амфиболиты Беломорского комплекса и их гранитизация. М.: Наука. 1988. 150 с.
Mandelbrot B.B. // Science. 1967. v. 156. p. 636-638.

МИНЕРАЛЬНЫЙ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СУЛЬФИДНЫХ РУД ПОЛЯ БРОКЕН СПУР (СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКИЙ ХРЕБЕТ, 29°10' С.Ш.)

Кораблева О.В.

СПбГУ, Санкт-Петербург, olipss@yandex.ru

Работа посвящена изучению вещественного состава гидротермальных сульфидных руд поля Брокен Спур. Оно расположено на 29°10' с.ш. медленно-спредингового (1,3 см/год) Срединно-Атлантического хребта и было открыто в 1993г. Данная территория изучалась в течение нескольких экспедиций, три из которых были с использованием глубоководных обитаемых аппаратов (ГОО): британская 1993г., британско-российская 1994г., русско-американская 2001г.

Материал был представлен НИИ «Океангеология» и состоит из 12-ти полированных шлифов и 4-х образцов. Цель: изучить минеральный состав сульфидных руд с возможной оценкой зрелости гидротермальных построек.

Геологическая позиция поля Брокен Спур. Гидротермальное поле Брокен Спур расположено на Срединно-Атлантическом хребте (рис.1) в пределах одного из сегментов рифта длиной 6 км примерно в 100 км к югу от трансформного разлома Атлантик. Рифтовая долина шириной около 5 км (на широте гидротермального поля) и глубиной до 3200-3300 м ограничена краевыми тектоническими уступами. В западной части долины расположено осевое поднятие (неовулканическая зона), возвышающееся над дном долины примерно на 250м.

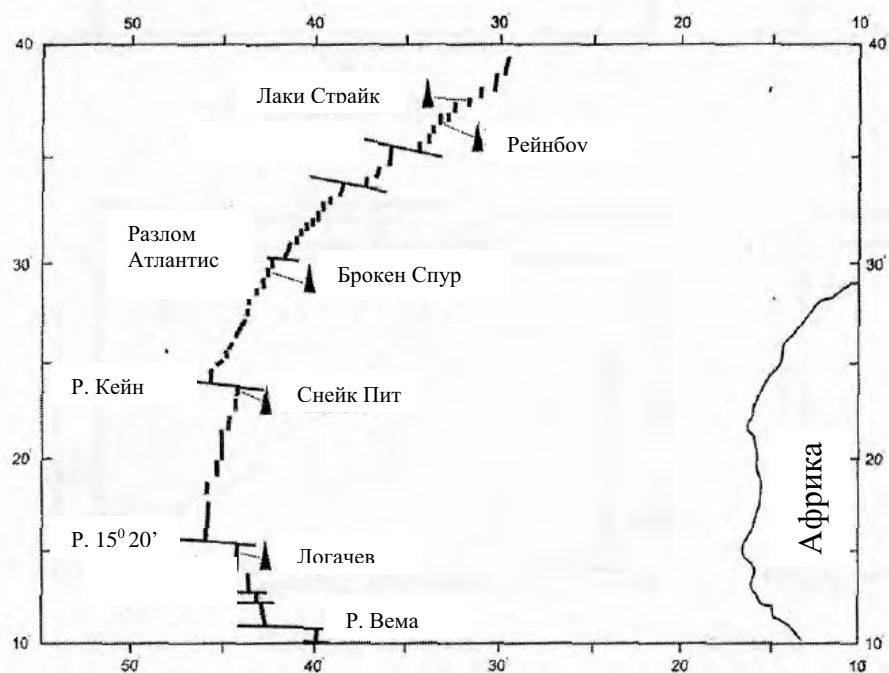


Рис. 1. Положение гидротермального поля Брокен Спур (Судариков, Жирнов, 2001)

Поверхность всей рифтовой долины сложена базальтами, практически лишенными покрова рыхлых донных осадков (не более 10 см). Вулканыты покрыты очень свежей стекловатой коркой закали. Исходя из средних скоростей осадконакопления в данной природно-климатической зоне (0,5-1 см в 1000 лет) можно полагать, что возраст базальтового ложа не превышает 10-20 тыс. лет (Богданов, 1997).

Процесс формирования гидротермальных построек. Нарастивание рудной залежи происходит циклично, продолжительность одного цикла составляет около 10000 лет. Соответственно, в пределах поля Брокен Спур мы имеем дело с самой начальной стадией гидротермального цикла, или с моментом начала рудоотложения.

Начальный этап формирования постройки относится к формированию ее цоколя. При этом сначала накапливались сульфидные отложения медной и медно – цинковой специализации. Этот процесс продолжается до полного «залечивания» основных подводящих каналов. В результате это приводит к «гидротермальному взрыву» - разрушению гидротермальной постройки и формированию новых подводящих каналов.

Гидротермальные флюиды после разрушения цоколя поднимаются по новым каналам к поверхности и отлагают гидротермальное вещество в виде труб. Полная цементация вещества стенок гидротермальной трубы практически прекращает ее нарастивание.

Выход на поверхность гидротермальных растворов в пределах данного гидротермального поля происходит через два типа образований: диффузоры (типа пчелиных ульев) или деликатные трубы (типа органичных труб).

Морфология и минеральный состав гидротермальных построек. В пределах гидротермального поля Брокен Спур на площади около 10000 м открыто более 10 гидротермальных построек, значительная часть которых активна в настоящее время (рис. 2).

Сарацын Хед. Наиболее крупная из них - сульфидная постройка Сарацын Хед. Она имеет высоту 35-40 м и диаметр у основания около 20 м. Близкие к вертикальным склоны постройки имеют несколько "крылообразных" выступов. Один из выступов имеет активную сульфидную трубу - черный курильщик. Ее слагают выветрелые сульфидные обломки разрушенных гидротермальных труб, разбитые массивные сульфиды. Над ними обнаружены три активных устья с диффузным истечением гидротермальных растворов, напоминающие по форме пчелиные ульи. На вершине этих бульбообразных построек находятся многочисленные трубки высотой 10-20 см и диаметром 1-4 см. Группы трубок, часто срастающиеся, напоминают органичные трубки. Температура гидротермальных растворов, разгружающихся в верхней части постройки, составляет 361,7°C, глубина основания под водой 3080 м. (Богданов, 1997).

Гидротермальная постройка Сарацын Хед представлена двумя аншлифами 3348-2 и 3348-3,

Пирит очень часто обрастает ксеноморфными зернами изокубанита. Размеры изокубанита варьирует от 0,01 до 0,250. Почти в каждом зерне видна структура распада твердого раствора. Твердость изокубанита 155,8 – 165,2 кг*с/мм².

Сфалерит обрастает изокубанитом частично, а иногда является включениями в нем. Зерна сфалерита аллотриоморфны, размером до 0,02 мм, сфалерит частично обрастает зерна пирита. Нерудная часть сложена кристаллами кварца, изокубанит занимает межзерновое пространство

Последовательность минералообразования:

Кварц → пирит → сфалерит → изокубанит

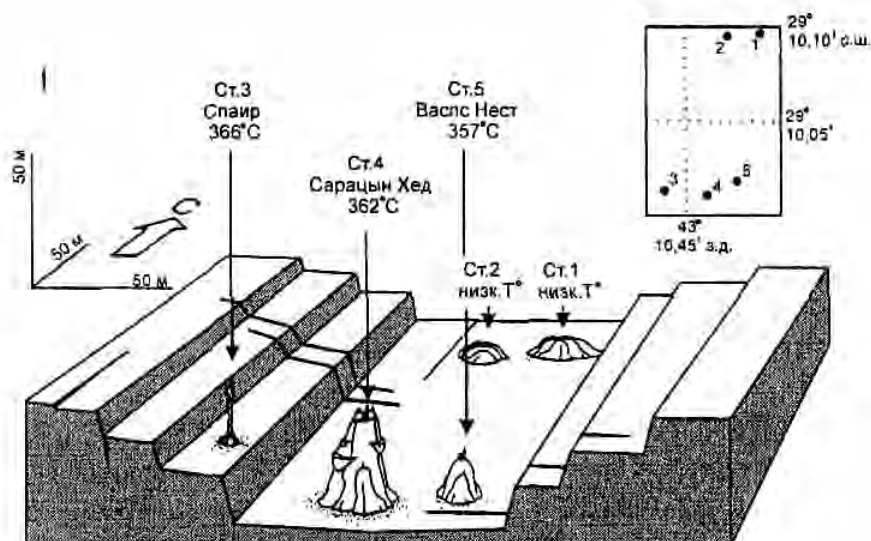


Рис. 2. Строение осевого грабена поля Брокен Спур по данным погружения ГОА «Алвин» в 1993 г. (Murton, VanDover, 1993) Рисунок из (Duckworth et al, 1995)

Спаир. Вторая активная сульфидная постройка, получившая название Спаир, расположена к западу от Сарацын Хед, на поверхности одного из уступов, ограничивающих осевой грабен. Она представляет собой колонну 1-2 м в диаметре и высотой 18 м, стоящую на цоколе высотой 4 м и шириной 10 м. На ее вершине также присутствует диффузор, напоминающий пчелиный улей. Замеренная температура гидротермального раствора на вершине постройки составляет 366°C. Глубина основания 3070м.

Из данной постройки был изучен один полированный шлиф. Пирротин образует пластинки длиной до 0,15 мм, которые часто разбиты трещинами.

Пирротин частично или полностью обрастается сфалеритом или изокубанитом. Изокубанит обрастается и замещается сфалеритом, иногда от изокубанита остаются только каемки. Размер сростаний до 0,5 мм. Пирит встречается в виде мелкозернистых аллотриоморфных включений в сфалерите, размер включений 0,005-0,01 мм.

Последовательность минералообразования:

Пирит + пирротин → сфалерит + изокубанит

Веспс Нест. Веспс Нест расположен приблизительно в 20 метров на северо-востоке от Сарацын Хед в пределах осевого грабена. Сульфидная постройка на 5 метров ниже Сарацын Хед, но с несколькими активными трубами, ульями и гребневидными структурами. Температура выхода флюидов 357°C, глубина у основания 3110м.

Постойка Веспс Нест представлена одним полированным шлифом 3426-S-44. В образце преобладает нерудная часть, вероятно, ангидрит, образует идиоморфные кристаллы, из сульфидов большим распространением пользуется гексагональный пирротин. Пластинки пирротина длиной 0,01-0,1 мм, очень часто частично или полностью обрастаются сфалеритом, кристаллы которого аллотриоморфные. Изокубанит образует каемки вокруг кристаллов сфалерита. Из минеральных фаз еще присутствуют пирит-марказитовые пористые агрегаты, которые иногда раскристаллизованы. Кристаллы пирита до 0,15мм идиоморфные и гипидиоморфные.

Последовательность минералообразования:

Ангидрит (?) → пирротин → сфалерит → изокубанит → пирит + марказит

Богданов сайт. На дне осевого грабена, в 30 м к северу от постройки Веспс Нест есть ещё одна постройка Богданов сайт. Она имеет цоколь высотой около 10 м и диаметром 15-20 м. Глубина основания 3090 м. Цоколь сложен угловатыми обломками сульфидов размером 15-20 см в поперечнике. На цоколе расположено две постройки.

Гидротермальная постройка Богданов сайт наиболее широко представлена образцами и полированными шлифами 3434-S- 49,51 3425-40 и 3425-39,40,41 3434-49,51,52 соответственно. Все образцы можно разделить на три группы: образцы, представляющие цоколь, основная часть и диффузор.

Цоколь (полированные шлифы 3434-49, 3434-52). В образцах цоколя видны следы дробления первоначальных руд сульфидными минералами, в которых были сфалерит и изокубанит. Обе фазы ксеноморфные, размеры зерен 0,05-0,1 мм. Позже раздробленная часть цементировалась пирит-марказитовыми колломорфными пористыми агрегатами, размер зерен до 0,7 мм, которые позже раскристаллизовывались.: центральная часть пирит, затем марказит внешняя пирит + марказит.

Последовательность минералообразования:

Сфалерит + изокубанит → пирит + марказит

Основная часть (полированные шлифы 3425-39, 3425-41). В основной части можно выделить три зоны (от канала к периферии): первая колломорфные изометричные агрегаты пирита и марказита, вторая дендриты пирита и марказита, третья колломорфный пирит с редкими кристаллами марказита. Все пирит-марказитовые агрегаты пористые. Ширина внутренней зоны 0,2 мм, внешней 3 мм, дендриты длиной от 0,1 мм до 0,5 мм.

Изокубанит обрастает пирит-марказитовые агрегаты, иногда он встречается в виде включений в сфалерите, размер зерен до 0,1 мм в среднем 0,05 мм.

Сфалерит образует ксеноморфные зерна, которые обрастают как пирит-марказитовые агрегаты так и изокубанит.

Последовательность минералообразования:

Пирит + марказит → изокубанит → сфалерит

Диффузоры (полированные шлифы 3425-S-40, 3434-51). В образцах диффузоров преобладает гексагональный пирротин, его кристаллы идиоморфной и гипидиоморфной формы, размерами от 0,1 до 0,2 мм. По трещинам в пирротине развивается макинавит. Сфалерит образует ксеноморфные зерна размером 0,01-0,05 мм. Изокубанит обрастает сфалерит, но чаще он встречается в виде изометричных зерен размерами 0,05-0,1 мм. Пирит-марказитовые агрегаты встречаются в виде тонкоигловчатых «ежиков», либо в виде изометричной формы с более выраженными кристаллами, размеры которых 0,1-0,2 мм. Очень часто пирит-марказитовые агрегаты раскристаллизованы. По этим сростаниям развиваются вторичные минералы, вероятно, ссомольнокит.

Последовательность минералообразования:

Пирит + марказит → сфалерит + пирротин → макинавит → изокубанит → ссомольнокит → оксигидроксиды железа.

Паркер Стамп. Постройка Паркер Стамп представлена одним полированным шлифом. Основную массу формируют дендриты и ежики нерудного минерала, которые обрастаются или частично замещаются пиритом. Зерна пирита гипидиоморфны в них очень часто видны зоны роста, размер зерен от 0,01 до 1,5 мм. В пирите встречаются аллотриоморфные зерна изокубанита и сфалерита размером от 0,01 до 0,1 мм. Вокруг агрегатов пирита развиваются вторичные минералы.

Последовательность минералообразования:

Нерудный минерал → сфалерит + изокубанит → пирит

В целом минералогия Брокен Спур представлена марказитом, пирротинном, пиритом, халькопиритом, сфалеритом, вюрцитом, изокубанитом, ангидритом, оксигидроксидами железа, опалом, в меньшей степени ковеллином, борнитом, дигенитом, магнетитом, гематитом, арагонитом, баритом, тальком, галенитом, иорданитом, халькозином, лепидокрокитом (Duckworth et al, 1995) и нукундамитом (Rona, Scott, 1993).

Заключение. После изучения материала из гидротермальных сульфидных руд поля Брокен Спур можно сделать несколько выводов:

1. Материал из постройки Богданов сайт можно разделить на три вида: образцы (3434-49, 3434-51) и полированные шлифы (3434-49, 3434-51) из цоколя постройки, полированные шлифы (3425-39, 3425-41) из основной части, образец (3425-40) и полированные шлифы (3425-40, 3434-52) из диффузора.

2. Минеральные ассоциации со структурами распада изокубанита и халькопирита в постройке Спаир свидетельствуют о её зрелости, преобладание высокотемпературного гексагонального пирротина в постройке Веспс Нест говорит о её сравнительно молодом возрасте.

3. По данным рентгенофазового анализа были обнаружены новые ранее не описанные минералы (сульфаты): кокимбит, ссомольнокит, пальмиерит.

4. Впервые для поля Брокен Спур выполнены количественные микрозондовые анализы изокубанита, пирротина, пирита и сфалерита.

5. В изученных образцах (BRAVEX/94 и DiversExpedition 2001) по сравнению с образцами из первой экспедиции «Чарльз Дарвин» 1993г., по нашим данным, преобладающим медным минералом является изокубанит, а не халькопирит.

Автор хотел бы выразить благодарность всем кто помог при выполнении данной работы, а именно Сударикову С.М. за предоставление литературы, Бороздину А. и Бритвину С.Н. за ценные консультации,

старшему научному сотруднику Яковлевой О.А. за микрозондовое исследование минералов, Лялинову Д. за помощь в фотографировании и, конечно, Болдыревой М.М. за ценные советы, критику и корректировку данной работы.

ЛИТЕРАТУРА

- Богданов Ю.А. (1997) Гидротермальные рудопроявления рифтов Срединно-Атлантического хребта. М: Научный мир. 167с.
- Богданов Ю.А., А.М. Сагалевиц (2002) Геологические исследования глубоководных обитаемых аппаратов «Мир». М.: Научный мир. 304с.
- Болдырева М.М., И.В. Романовский, Д.А. Киселев (2002). MicroMin – программное обеспечение для идентификации расчета цветовых характеристик рудных минералов // Минералогические музеи. Материалы IV Международного симпозиума. СПб, Россия, стр. 358-359
- Исаенко М.П., С.С. Боришанская, Е.Л. Афанасьева (1986) Определитель главнейших минералов руд в отраженном свете. М.: Недра. 381с.
- Мелекесцева И.Ю. Кадастр гидротермальных систем Мирового океана с рудной минерализацией // Металлогения древних и современных океанов, т.2., Миасс. Стр. 233-252
- Мозгова Н.Н., Ю.А. Бородаев, И.Ф. Габлина, Г.А. Черкашев, Т.В. Степанова (2005) Минеральные ассоциации как показатели степени зрелости океанских гидротермальных сульфидных построек // Литология и полезные ископаемые. №4. Стр. 339-367
- Bogdanov Y.A., E.G. Gurvich, A.P. Lisitzin, K.G. Murvion, L.A. Savostin, A.B. Isaeva, G.V. Ivanov Krasnyuk. (1995) Sulfides from the Broken Spur hydrothermal vent field Mid-Atlantic Ridge 29°10' N, 43°10' W// BRIDGE Newsletter. №8. pp.25-29
- Duckworth R.C. R. Knott, A.E. Rickard, B.J. Murton and C. VanDover. (1995) Mineralogy and sulfur isotope geochemistry of the Broken Spur sulfides, 29°N Mid- Atlantic Ridge//Hydrothermal Vents and Processes. L.M. Parson, C.L. Walker, R.D. Dixon-eds. Geological Society Special Publication. London. № 87. pp.175-189.
- Nesbitt R.W. (1995). The geology of Broken Spur hydrothermal vent site; a new look at an old field// BRIDGE Newsletter. Vol.8, pp.30-34
- Nesbitt R.W., Murton B.J. (1995). Chimney growth rates and metal deposition at the Broken Spur vent field, 29°, MAR// BRIDGE Newsletter. Vol.8, pp.35-37
- Rona P., Scott S. (1993). Economic geology. Special issue on sea-floor hydrothermal mineralization: new perspectives. Vol.88. №8. pp. 1933-1974
- Sudarikov S. and E. Zhirnov. (2001). Hydrothermal plums along the Mid-Atlantic Ridge: preliminary results of CTD investigations during the DiverseExpedition (July 2001). // InterRidge News. Vol. 10(2). Pp. 33-36

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПЕРВИЧНОГО СОСТАВА ПОРОД ХАРБЕЙСКОГО КОМПЛЕКСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Кузнецова Н.С.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, nskuznetsova@geo.komisc.ru

Глубоко метаморфизованные породы гнейсовых комплексов привлекают внимание многих геологов с целью выяснения их первичной природы. Нами сделана попытка реконструировать первоначальный состав сильно метаморфизованных пород харбейского гнейсо-мигматитового комплекса. Эта проблема изложена в работах В. А Душина (1997), А. Б. Макарова, Э. А. Сычевой (1983).

Породы харбейского комплекса нами изучались в основном по р. Б. Харбей и ее притокам. Они представлены различными амфиболитами, плагиогнейсами и сланцами. Для реконструкции первичного состава были использованы диаграммы А. Симонена (1953) и А. А. Предовского (1970) с учетом изохимического характера процессов метаморфизма. Химические составы пород были получены с помощью рентгенофлуоресцентного и силикатного анализов.

Амфиболиты по текстурным признакам можно разделить на массивные, слабосланцеватые и сланцеватые разновидности.

Массивные амфиболиты (13-1, 13-10, 116-1, 116-2, 116-5) распространены в среднем течении р. Б. Харбей, ниже устья Париквасьшор. Они имеют равномернозернистую, мелко-, среднезернистую, нематогранобластовую структуру, темно-серую окраску. Состоят из густо-зеленого амфибола с голубоватым оттенком, андезина, единичных зерен эпидота и цоизита, а также титанита и рутила. В отдельных случаях появляется биотит.

Слабосланцеватые (12-5, 12-6, 14-13) амфиболиты находятся выше по р. Б. Харбей и отличаются от массивных амфиболитов параллельным расположением и вытянутыми в одном направлении минералов. Местами те и другие амфиболиты хлоритизированы и эпидотизированы.

Наиболее распространены среди мафитов харбейского комплекса сланцеватые амфиболиты (16-10). Они распространены в верховьях р. Б. Харбей, по р. М. Харбей и ее притокам. Среди них можно выделить

гранат-эпидотовые (112-4, 113-7, 100-4, 109-05, 18-1), эпидотовые (112-6, 112-9, 111-4, 109-7, 16-1, 16-3, 16-13), гранатовые (113-8, 109-09), биотит-эпидотовые (111-1), гранат-мусковитовые (100-6, 119-3) разновидности. Окраска их в основном темно-серая с различными оттенками зеленого, иногда черная. Текстура очковая, полосчатая. Структура пойкилобластовая, нематогранобластная, лепидонематогранобластовая, мелко- и среднезернистая. Очковая текстура обусловлена линзовидными выделениями альбита и скоплениями альбита и кварца. В районе хребта Ханмей-Хой по руч. Скалистый распространены мелкоочковые амфиболиты с мелкозернистой основной массой. Состоят из альбита и голубовато-зеленого амфибола с небольшим количеством хлорита, эпидота и граната (107-1, 107-3). Часто в амфиболитах наблюдается пере-слаивание полос обогащенных и менее обогащенных амфиболом. Имеются также прослои эпидотового состава, кварц-альбитового состава. Мощность их варьирует от долей миллиметров до первых сантиметров. Состоят породы из амфибола, альбита и олигоклаза. В переменном количестве находится гранат, эпидот, цоизит, мусковит, биотит. Встречается амфибол густо-зеленый с сильным плеохроизмом от желтовато-зеленого до густо-зеленого, а также светло-серовато-зеленый амфибол (109-7, 109-09, 109-05, 16-3) со слабым плеохроизмом. Гранат представлен двумя видами: светло-розовой окраски и розовой. В качестве акцессорных минералов имеются титанит и циркон, в качестве рудных – пирит, халькопирит, рутил, магнетит. Породы в различной степени хлоритизированы, альбитизированы и окварцованы. Содержание кварца иногда достигает до 15 %.

Содержание кремнезема варьирует от 46 до 58% (табл. 1). Наименьшее содержание имеют амфиболиты, распространенные в районе руч. Скалистый. У мафитов со светло-зеленым амфиболом наблюдается пониженное содержание титана по сравнению с амфиболитами с густо-зеленым амфиболом. Практически все амфиболиты на используемых диаграммах попали в поля базитов.

Химические составы амфиболитов, сланцев и гнейсов харьбейского гнейсо-мigmatитового комплекса

	13-1	13-10	116-1	116-2	116-5	115-2	14-13	12-5	12-6
	Массивные амфиболиты							Слабосланцеватые амфиболиты	
SiO ₂	50,06	48,89	50,57	51,10	49,62	51,51	48,19	48,66	50,15
TiO ₂	1,92	2,10	1,15	1,07	1,66	1,76	1,60	1,58	1,37
Al ₂ O ₃	12,67	12,12	13,86	13,26	14,12	14,11	16,29	14,74	14,19
Fe ₂ O ₃	6,80	6,53	2,93	3,66	5,64	3,38	5,13	4,36	3,24
FeO	8,07	9,76	6,48	5,86	9,70	7,62	4,18	7,64	7,48
MnO	0,18	0,16	0,21	0,18	0,27	0,24	0,17	0,21	0,21
MgO	4,99	5,94	9,02	7,88	4,81	5,61	8,00	6,35	8,22
CaO	8,21	9,59	9,49	10,78	9,03	9,11	9,03	9,91	9,62
Na ₂ O	4,48	1,97	3,64	3,27	2,88	3,31	4,26	3,15	2,82
K ₂ O	0,36	0,58	0,99	0,80	0,51	0,86	0,60	0,43	0,61
P ₂ O ₅	0,42	0,12	0,01	0,47	0,04	0,29	0,19	0,37	0,29
CO ₂	0,12	0,07	0,03	0,03	0,06	0,10	0,04	-	0,03
Gr ₂ O ₃	-	-							
NiO	-	-							

	112-6	112-9	111-4	109-7	16-1	16-3	16-13	113-8	109-09
	Сланцеватые эпидотовые амфиболиты							Гранатовые амфиболиты	
SiO ₂	50,58	47,28	50,48	53,01	49,52	52,22	48,42	48,11	52,80
TiO ₂	2,17	1,63	1,31	0,87	1,82	0,96	1,49	1,80	0,30
Al ₂ O ₃	13,79	13,11	12,70	14,89	13,29	13,71	12,08	13,28	17,08
Fe ₂ O ₃	6,80	6,79	2,86	2,66	5,38	1,44	5,40	4,75	1,42
FeO	6,42	10,47	6,66	5,94	9,14	6,11	8,10	10,45	6,68
MnO	0,22	0,27	0,25	0,20	0,23	0,23	0,22	0,23	0,20
MgO	5,13	5,58	9,22	7,11	5,17	10,36	9,19	6,12	6,13
CaO	9,44	10,12	10,68	8,64	10,09	10,05	10,38	10,59	11,31
Na ₂ O	3,02	1,72	3,18	4,64	2,49	2,48	1,71	1,71	0,87
K ₂ O	0,25	0,32	0,36	0,20	0,55	0,33	0,34	0,73	0,13
P ₂ O ₅	0,10	0,47	0,14	0,04	0,21	0,01	0,16	0,20	0,04
CO ₂	0,02	0,07	0,04	0,05	0,05	0,13	0,07	0,08	0,22
Gr ₂ O ₃									0,03

NiO									
	109-05	112-4	113-7	100-4	18-1	111-1		100-6	119-3
	Гранат-эпидотовые амфиболиты					Биотитовый амфиболит		Гранат-мусковитовые амфиболиты	
SiO ₂	58,69	44,37	43,47	57,66	47,54	55,80		49,58	52,87
TiO ₂	0,84	1,50	1,77	1,65	1,56	1,97		2,44	1,24
Al ₂ O ₃	19,49	14,71	16,43	15,23	13,59	12,69		14,51	12,37
Fe ₂ O ₃	1,13	6,61	4,01	3,50	3,77	4,28		4,12	2,77
FeO	3,67	11,08	12,42	7,24	10,74	6,99		9,86	11,10
MnO	0,06	0,53	0,27	0,25	0,24	0,25		0,34	0,24
MgO	1,39	6,91	6,91	1,66	6,17	3,57		3,85	5,32
CaO	4,77	8,66	9,77	6,13	10,59	8,08		8,14	9,49
Na ₂ O	8,87	2,38	1,80	4,54	2,46	3,14		3,10	2,33
K ₂ O	0,12	0,22	0,34	0,23	0,29	1,03		0,22	0,43
P ₂ O ₅	0,03	0,39	0,42	0,19	0,16	0,28		2,15	0,20
CO ₂	0,03	0,05	0,05	0,01	0,19	0,02		0,04	0,03

	107-01	107-03	100-8	16-7	16-12	107-02	108-08	109-08
	Мелкоочковые амфиболиты		Амфиболовые сланцы			Глаукофановый сланец	Хлорит-амфиболовый сланец	Хлорит-альбитовый сланец
SiO ₂	46,14	47,13	42,53	41,20	48,76	46,60	45,30	38,85
TiO ₂	1,31	1,31	2,03	1,97	0,35	1,29	0,19	0,06
Al ₂ O ₃	13,14	12,11	14,85	15,89	13,64	14,23	19,98	17,59
Fe ₂ O ₃	4,39	4,68	7,00	7,50	3,37	6,20	2,8	1,93
FeO	11,10	10,36	8,97	10,22	6,50	8,57	3,47	5,59
MnO	0,27	0,17	0,28	0,41	0,20	0,19	0,12	0,10
MgO	6,76	7,80	7,14	6,28	11,35	6,92	7,79	19,82
CaO	7,96	6,76	12,03	10,59	8,89	6,15	8,78	7,53
Na ₂ O	4,58	6,19	2,26	2,74	2,90	6,07	4,97	0,88
K ₂ O	0,22	0,10	0,29	0,57	0,49	0,19	0,83	0,08
P ₂ O ₅	0,12	0,05	0,18	0,11	0,07	0,11	0,02	-
CO ₂	0,22	0,20	0,04	0,06	0,28	0,30	1,72	0,03
Gr ₂ O ₃	0,05						0,07	0,05
NiO							0,01	0,05

	16-6	16-2	112-5	116-6
	Биотит-эпидотовый плагиогнейс	Гранат-двуслюдяной плагиогнейс	Эпидот-мусковитовый плагиогнейс	Биотит-амфиболовый плагиогнейс
SiO ₂	63,74	68,48	67,46	62,15
TiO ₂	0,65	0,76	0,30	0,96
Al ₂ O ₃	15,07	14,46	14,81	14,87
Fe ₂ O ₃	2,95	2,06	1,83	4,84
FeO	2,98	1,86	2,35	3,68
MnO	0,10	0,11	0,07	0,16
MgO	1,67	0,72	1,30	2,63
CaO	5,57	3,09	4,61	2,38
Na ₂ O	4,78	5,28	3,62	5,96
K ₂ O	0,76	1,56	0,13	0,33
P ₂ O ₅	0,45	0,16	0,12	0
CO ₂	0,02	0,03	0,25	0,03

Сланцы харбейского комплекса в верховьях р. Б. Харбей на границе с няровейской свитой представлены эпидот-хлорит-мусковит-кварц-альбитовыми, хлорит-эпидот-амфибол-альбитовыми, хлорит-мусковит-эпидот-амфибол-альбитовыми, амфибол-кальцит-хлорит-эпидотовыми, альбит-кварц-гранат-амфибол-хлоритовыми, глаукофан-кварц-гранат-хлорит-альбитовыми (107-02) сланцами. В этих породах наиболее развиты

полосчатые сланцеватые текстуры, лепидогранобластовые и лепидонематогранобластовые структуры. Полосчатость обусловлена распределением чешуйчатых минералов, кварц-альбитовых ассоциаций. Амфибол светло-зеленой окраски (в глаукофановых сланцах фиолетовой окраски), местами корродирован кварцем и альбитом. Гранат также замещается чешуйками хлорита. Акцессорный минерал представлен титанитом; рудные минералы представлены пиритом и магнетитом.

В районе устья р. М. Харбей встречаются эпидот-амфибол-альбит-хлоритовые (108-08), хлорит-амфиболовые (109-08) и амфиболовые сланцы (100-8, 16-12). Они переслаиваются со сланцеватыми амфиболитами и имеют мощность от 20 см до 2-3 м. Структура нематогранолепидобластовая, лепидонематобластовая и нематобластовая, текстура сланцеватая неяснополосчатая. В хлорит-амфиболовом сланце хлорит обособляется в прослой до 0,2 -0,5 мм и обуславливает сланцеватость породы. Амфибол практически бесцветный, слагает пространство между прослоями хлорита и не имеет определенной ориентировки. Амфиболовые сланцы практически полностью состоят из тускло зеленого амфибола. В качестве второстепенных минералов встречаются эпидот и гранат (до 1-3%). Рудный минерал представлен пиритом.

На диаграмме А.А. Предовского эпидот-амфибол-альбит-хлоритовый сланец попал в поле туффитов с основным и ультраосновным и материалом, а хлорит-амфиболовый сланец в поле смешанных продуктов глубокого выветривания основных и ультраосновных пород. Амфиболовые сланцы четко занимают область базитов. Глаукофановый сланец по составу близок к мелкоочковым амфиболитам, поэтому субстратом для них служили одни и те же породы – базиты.

Гнейсы. В пределах харбейского комплекса распространены биотит-амфиболовые (116-6), амфибол-биотит-эпидотовые (16-6), хлорит-амфибол-эпидот-мусковитовые (112-5), гранатовые двуслюдяные (16-2) плагиогнейсы. Биотит-амфиболовые гнейсы переслаиваются с массивными и слабосланцеватыми амфиболитами и имеют мощность от 10 см до 2 м. Хлорит-амфибол-эпидот-мусковитовые гнейсы переслаиваются со сланцеватыми амфиболитами.

Биотит – амфиболовые плагиогнейсы на диаграмме А. А. Предовского занимают область граувакк, а на диаграмме А. Симонена – пограничную область между пелитами и псаммитами со средними изверженными породами. Наиболее проблематичными в определении первичного состава являются остальные плагиогнейсы, которые попадают в область перекрытия осадочных и изверженных пород. Предшественники склонялись к их терригенной природе (Душин, 1983).

Таким образом, амфиболиты харбейского комплекса образовались по базитам. Сланцеватость, полосчатость, переслаивание с плагиогнейсами и сланцами, а также распространенность их на большой территории указывают на вулканогенную природу большинства мафитов. Наличие терригенной формации, а также продуктов выветривания основных и ультраосновных пород наталкивают на мысль об образовании пород харбейского комплекса близкое к переходному континент-океан. Различие амфиболитов в химическом составе может указывать их возникновение в несколько отличительных геодинамических обстановках, определение которых требует дальнейшего изучения этих пород.

ЛИТЕРАТУРА

Душин В. А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. – 213 с. ил.

Душин В. А., Макаров А. Б., Сычева Э. А., Исхаков Р. А. О формационной принадлежности метаморфитов харбейского гнейсо-амфиболитового комплекса // Геология метаморфических комплексов. Межвуз. темат. сб. – Свердловск: СГИ, 1983.

Предовский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты, 1970.

Simonen A. Stratigraphy and sedimentation of the svecofennidic, early archaean supracrustal rocks in southwestern Finland, Bull, Comm, Geol, Finlande, 160, 1953.

ЗОНАЛЬНОСТЬ ДУНИТОВОГО БЛОКА И РУДНОЙ ЗАЛЕЖИ СОПЧЕОЗЕРСКОГО ХРОМИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (МОНЧЕПЛУТОН)

Мокрушин А.В.¹, Смолькин В.Ф.²

¹-Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, fedotov@geoksc.apatity.ru

²-Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского, г. Москва

Дунитовый блок, вмещающий Сопчеозерское месторождение хрома, находится в зоне сочленения северо-восточной и восточной камер Мончеплутона. Он имеет неправильную конфигурацию и сложное внутреннее строение, обусловленное наличием серий тектонических зон. Вертикальная мощность Дунитового блока варьирует по данным бурения от 100 до 700 и более метров, увеличиваясь на юго-восток. В северо-

восточной части значительная часть блока была эродирована и перекрыта мореной. Породы Дунитового блока и руды месторождения представляют собой закономерный член общего разреза Мончеплутона, однако их положение было нарушено в результате многократных постинтрузивных тектонических подвижек (Смолькин и др., 2004).

Хромитовое месторождение расположено в юго-западной части Дунитового блока и представляет собою пологопадающее линзовидно-пластовое тело длиной до 1100 м и шириной от 160 м до 260-280 м и простирается на юго-восток 140° (рис. 1). С глубиной (на юго-восток) вертикальная мощность рудной залежи постепенно увеличивается от 3 до 18 м. Максимальная мощность его достигает 30-34 м, реже почти 50 м. В северо-западной части месторождения наблюдается выход рудного пласта, перекрытый рыхлыми моренными отложениями с корой выветривания в основании. Залежь постепенно погружается в юго-восточном направлении до глубины 250 м, далее залежь расщепляется на два тела, разделенные слоем дунитов мощностью 90 м, и ее погружение сменяется воздыманием. На юго-восточном фланге месторождения часть основной рудной залежи, взброшена по диагональному разлому на 100-200 м, и имеет второй выход хромитов под моренные отложения.

Для вмещающих месторождение пород В.Ф. Смолькиным и Ж.А. Федотовым (Смолькин и др., 2004) установлена четко выраженная зональность: при движении на северо-запад дуниты, залегающие на глубине, сменяются плагиодунитами и, затем, ближе к дневной поверхности, залегают плагиогарцбургиты с участками неправильной формы оливиновых меланократовых норитов. Изменение состава пород связано с постепенным увеличением в них содержания ортопироксена, а также плагиоклаза.

Для изучения вопроса связи между латеральной сменой пород Дунитового блока и составом хромита рудной залежи были исследованы неизменные хромиты (165 анализов) из рудных пересечений ряда скважин. Анализы хромитов были определены на микронзондовом анализаторе «Cameca MS46» в Геологическом институте КНЦ РАН (г.Апатиты). Состав хромитов пересчитаны на формульные, минеральные количества и главные коэффициенты для последующего построения диаграмм и статистической обработки в программе «Statistica 6.0» (табл. 1).

Исследуемые рудные хромиты месторождения относятся к магно-хромиту, однако наблюдаются существенные вариации в изоморфном ряду шпинель – хромит. При переходе от дунитов к гарцбургитам наблюдается смещение состава хромита в сторону увеличения содержания шпинелевого компонента. В первую очередь это обусловлено изоморфным замещением Cr^{3+} на Al^{3+} в структуре хромита (рис. 2). Содержание двухвалентных элементов (Fe^{2+} и Mg^{2+}) в хромитах рудной залежи практически остается постоянным, кроме незначительных вариаций, отмеченных для плагиодунитов и плагиогарцбургитов.

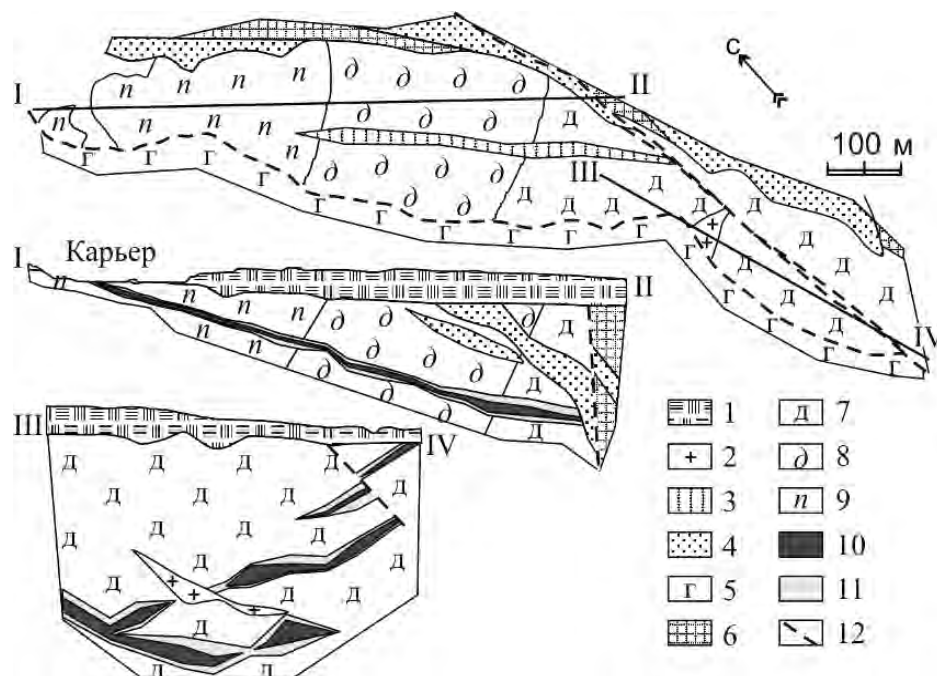


Рис. 1. Геологический план и продольные разрезы Сопчеозерского месторождения.

1 – моренные отложения; 2 – жилы микрогранитов; 3 – дайки ортопиксенитов-норитов и крупнозернистых габброноритов; 4 – дайки микрогаббро, габбро-диоритов; 5 – габбро-анортозиты Мончетундровского массива; 6 – безрудные ультрабазиты Дунитового блока; 7-9 – рудосодержащие дуниты (7), плагиодуниты (8) и плагиогарцбургиты (9) Дунитового блока; 10-11 – богатые (10) и бедные (11) хромитовые руды; 12 – тектонические нарушения.

Таблица 1. Изменение химического состава рудного хромита Сопчеозерского месторождения по латерали

компоненты	вмещающая руду порода		
	дунит, N=34	пироксеновый дунит, N=82	гарцбургит, N=49
Mg ²⁺ , ф.к.	<u>0,65</u> 0,43-0,77	<u>0,69</u> 0,48-0,8	<u>0,66</u> 0,51-0,81
Fe ²⁺ , ф.к.	<u>0,35</u> 0,22-0,56	<u>0,31</u> 0,19-0,51	<u>0,34</u> 0,18-0,47
Cr ³⁺ , ф.к.	<u>1,54</u> 1,42-1,56	<u>1,48</u> 1,36-1,56	<u>1,43</u> 1,26-1,53
Al ³⁺ , ф.к.	<u>0,42</u> 0,39-0,45	<u>0,44</u> 0,38-0,46	<u>0,49</u> 0,38-0,59
Fe ³⁺ , ф.к.	<u>0,03</u> 0,01-0,15	<u>0,07</u> 0,01-0,19	<u>0,1</u> 0,01-0,26
Cr/(Cr+Al), %	<u>78,39</u> 76,22-79,22	<u>77,23</u> 75,87-78,9	<u>74,55</u> 68,17-80,02
Mg/(Mg+Fe ²⁺), %	<u>64,91</u> 43,57-78,06	<u>69,1</u> 48,78-81	<u>66,41</u> 51,85-81,39
Fe ³⁺ /(Cr+Al+Fe ³⁺), %	<u>1,38</u> 0,1-7,62	<u>3,37</u> 0,11-9,51	<u>5,07</u> 0,44-13,37
FeCr ₂ O ₄	<u>794,52</u> 714,81-802,53	<u>774,68</u> 711,18-804,05	<u>735,57</u> 647,1-774,96
MgAl ₂ O ₄	<u>217,97</u> 192,59-234,8	<u>227,93</u> 201,08-239,82	<u>251,88</u> 193,06-302,1
FeFe ₂ O ₄	<u>7,59</u> 0,97-39,63	<u>17,51</u> 0,58-49,77	<u>25,97</u> 2,84-70,13
Fe ₂ TiO ₄	<u>6,46</u> 3,98-9,95	<u>7,13</u> 2,63-12,35	<u>11,94</u> 5,03-28,54

Примечание: В числителе указано среднее значение, в знаменателе – предельные значения. N - количество химических анализов. Жирным выделены значения, имеющие статистически достоверное отличие (p уровень <0,05).

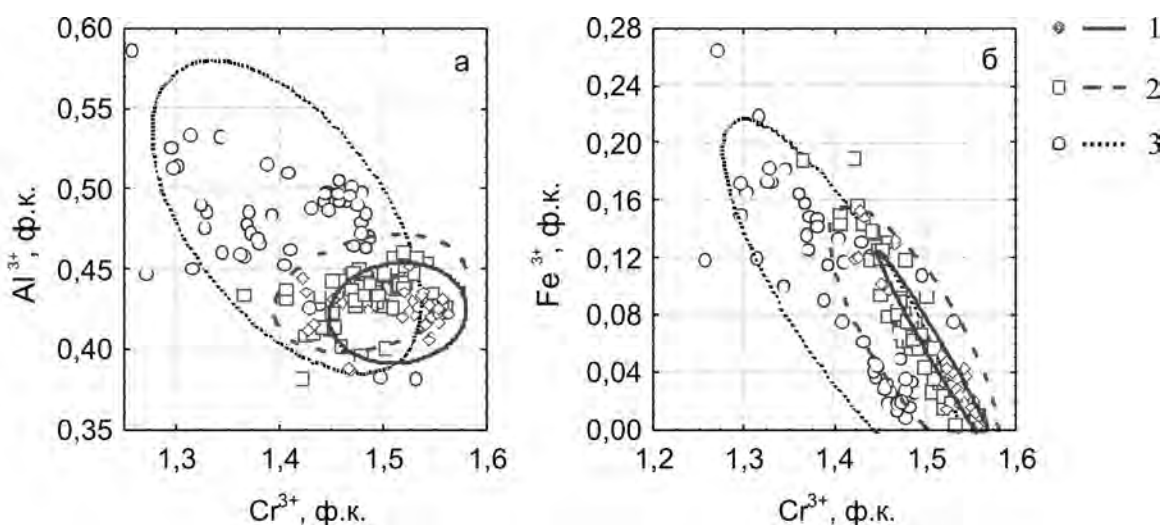


Рис. 2. Изменение состава рудных хромитов Сопчеозерского месторождения по латерали рудной залежи.

1 – дуниты; 2 – пироксеновые дуниты; 3 – плагиодуниты, гарцбургиты. На графиках показаны доверительные эллипсы (95% доверия).

Хромиты рудной залежи, связанные с дунитами, отличаются низким и относительно стабильным содержанием Fe³⁺ (магнетитового минала) (табл. 1). На основе изучения содержания элементов-примесей в хромитах статистически значимые вариации по содержанию в хромите были установлены только для Ti⁴⁺. При переходе от дунитов к гарцбургитам увеличивается содержание ильменитового компонента (табл. 1).

Выявленное изменение состава рудного хромита, согласующееся со сменой вмещающих рудную залежь пород, связано как с изменением состава остаточного расплава в процессе фракционной дифференциации и кристаллизации, так и с температурным и окислительным режимами поро- и рудообразования. О влиянии температуры и фугитивности кислорода на состав кристаллизующихся хромитов можно в какой-то мере судить на основании предложенных Т.Ирвином диаграмм (Irvine, 1965) (рис. 3). Точки составов рудного хро-

мита попадают на линию тренда, который соответствует изменению состава хромита в процессе фракционной кристаллизации оливина. При этом установлено, что содержание форстеритового компонента в сосуществующем оливине варьирует от 90 до 97,5%. Высокая магниальность оливина подтверждается авторскими аналитическими данными.

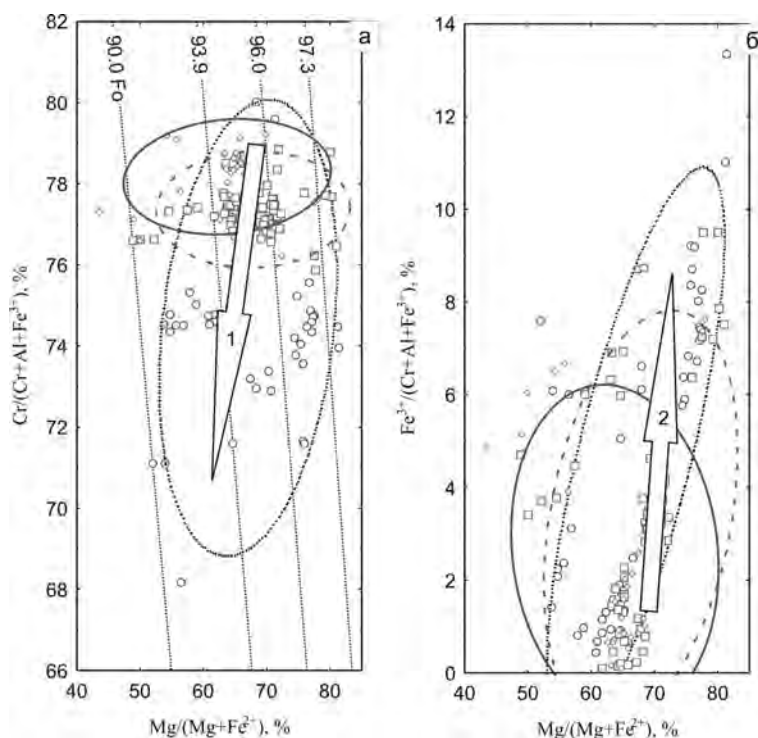


Рис. 3. Состав рудных хромитов Сопчеозерского месторождения на диаграмме Т. Ирвайна (Irvine, 1965). Условные обозначения см. рис. 2.

Сторона а: Стрелкой 1 показан тренд соответствующий изменению состава хромита в процессе фракционной кристаллизации оливина; 90.0 Fo – изолинии состава оливина, сосуществующего со шпинелью при номинальной температуре 1200°C. Сторона б: стрелка 2 – тренд фракционирования при постоянной температуре и возрастании фугитивности кислорода.

Незначительное влияние на изменение состава хромита, выражающееся в возрастании содержания Fe^{3+} за счет Fe^{2+} , обусловлено увеличением фугитивности кислорода в системе. В целом, процесс формирования хромитового оруденения происходил в условиях пониженной фугитивности кислорода (dlogfO_2 (QFM) = -1,6) (Мокрушин и др., 2005). На диаграмме точки составов хромитов образуют тренд фракционирования при постоянной температуре и возрастании фугитивности кислорода (рис. 3). Таким образом, изменение состава рудного хромита, а также переход от дунитов к плагиодунитам и гарцбургитам, сопровождался увеличением окислительного потенциала кислорода в системе при постоянном температурном режиме.

ЛИТЕРАТУРА

Мокрушин А.В., Смолькин В.Ф. Геотермобарометрия базит-ультрабазитов раннепротерозойской расслоенной интрузии Мончеплутон (Кольский п-ов) // Геология и геоэкология: исследования молодых. М-лы XVI конференции молодых ученых, посвященной памяти чл.-корр., профессора К.О.Кратца. г. Апатиты, 15-18 ноября 2005 г. Апатиты, 2005. С. 282-285.

Смолькин В.Ф., Нерадовский Ю.Н., Федотов Ж.А. и др., Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. - В 2-х ч. - Апатиты: Изд-во Кольского НЦ РАН, 2004. - 367 с.

Irvine T.N. Chromian spinel as a petrogenetic indicator. Part I: Theory // Can. J. Earth Sci. - 1965. - V. 2. - P. 648-672.

ГЛАВНЫЕ ЭТАПЫ ДЕФОРМАЦИИ СЕРГОВСКОЙ ТОЛЩИ ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ ЮГО-ВОСТОКА КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Мудрук С.В.
АФ МГТУ, Апатиты

В Кольском регионе широко проявлены сдвиговые зоны палеопротерозойского возраста (Балаганский, 2002). Со структурами данного типа нередко связаны рудопроявления тонкодисперсного золота (Сох, 1999). Геологический институт КНЦ РАН в 2004 г. провел полевые работы в районе среднего течения р. Стрельна (юго-восток Кольского полуострова) с целью изучения потенциальной золотоносности сдвиговых зон в породах серговской толщи. Согласно изотопным данным, серговская толща является гетерогенной, так как в ее составе выявлены палеопротерозойские (Дэйли и др., 2005; Daly et al., 2001) и архейские (Астафьев и др.,

2005; Дэйли, Балаганский, неопубл. данные) породы. В частности, возраст кислого метавулканита на участке Стрельна равен 1974 ± 8 млн. лет, а на участке Варзуга – 1961 ± 9 млн лет ($T_{DM}^{Nd} = 2,1\text{--}2,2$ млрд лет). Для установления места в геологической истории района сульфидной минерализации, которая может нести золоторудные проявления, были проведены структурно-метаморфические исследования (Балаганский, Беляев, 2005). Главными структурами этого района являются надвиги в северо-восточном направлении (Беляев, 1980). Важность данных о последовательности деформаций заключается в том, что они способствуют реконструкции тектонического развития юго-востока Кольского полуострова во время Лапландско-Кольской орогении (примерно 2.0–1.9 млрд лет тому назад, Балаганский, 2002). Цель данной работы заключается в детальном описании ряда обнажений, в которых наблюдаются структуры главных этапов деформации и которые, таким образом, являются опорными при составлении шкалы последовательности эндогенных событий (прежде всего, деформационных) в изученных палеопротерозойских породах серговской толщи ($T_{DM}^{Nd} = 2,12$ млрд лет, Дэйли и др., 2005).

Опорное обнажение 804-3. В палеопротерозойской истории Северной Фенноскандии выделяется два крупных этапа – надвигообразования в направлении СВ–ЮЗ (местами ССВ–ЮЮЗ) и более поздней транспрессии (правосторонние движения вдоль линии ЗСЗ–ВЮВ) (Балаганский, 2002). По данным В.В. Балаганского (*личное сообщение*), обн. 804-3 (рис. 1А) пока является единственным, в котором можно прямо наблюдать соотношения между структурами этих двух этапов.

Обн. 804-3 сложено амфиболитами, которые испытали неравномерное расщепление и интенсивную мигматизацию в условиях амфиболитовой фации (парагенезис *гранат+амфибол+биотит+плагиоклаз*_{(29-33)+кварц}). Эти плоскостные текстуры смяты в складки со специфичной морфологией: они резко асимметричны и степень их сжатости быстро меняется вдоль осевой поверхности. Последние наклонены к северо-востоку, причем в этом же направлении наклон складки увеличивается до субпараллельного положения осевых поверхностей и сланцеватости. Параллельно осевым поверхностям нередко располагается новообразованная лейкосома и отмечаются микронадвиги к северо-востоку. Складки такой морфологии образуются при небольших величинах сдвиговых деформаций и являются индикаторами направления сдвига (Hanmer, Passchier, 1991). Движение реконструируется как перпендикуляр к шарнирам, при этом осевые поверхности наклонены в направлении движения. Максимальный наклон осевых поверхностей наиболее приближен к положению плоскостей сдвига, которые совпадают с плоскостями надвига. Реконструкция кинематики показана на рис. 1Б.

Одна из связанных с надвигами асимметричная складка имеет изогнутый шарнир. Такие складки образуются при относительно высоких величинах сдвиговых деформаций (Hanmer, Passchier, 1991), а при $\gamma > 10$ складки становятся колчановидными (Cobbald, Quinquis 1980), при этом сдвигание происходит в направлении выгнутой шарнира. В рассматриваемом случае шарнир выгнут в север-северо-восточном направлении. Таким образом, двумя независимыми способами установлено надвигание к север-северо-востоку.

Надвиговые складки срезаются дайкой плагиогранита (рис. 1А). Дайка расщеплена и мигматизирована, при этом сланцеватость и прожилки лейкосомы смяты в открытые, асимметричные складки, которые принципиально схожи с надвиговыми складками, но резко отличаются по ориентировке осевых поверхностей, шарниров и, как следствие, направлением сдвиговых движений.

Реконструкция кинематики показана на рис. 1В. Оказалось, что движения имели взбросовый характер и были ориентированы косо по отношению к региональному северо-западному простиранию пород. Следовательно, эти складки возникли на более позднем этапе – этапе косо го сжатия (транспрессии).

В опорных обнажениях 419 и 420 выявлены s-образные складчатые формы, разные крылья которых имеют разную мощность, что является одной из отличительных черт складок, связанных со сдвиговыми зонами (Ramsay, Huber, 1987). Плоскости сдвига полого падают к запад-северо-западу, и лежащие выше породы смещены к запад-северо-западу относительно лежащих ниже. Это указывает на сбросовый характер движений, то есть на условия растяжения. Среди этих структур обнажена зона сульфидного оруденения (содержание Au десятки доли грамма на тонну; Балаганский, Беляев, неопубл. данные), в которой наблюдаются фрагменты гнейсов разной ориентировки, причем один фрагмент изогнут. Шарниры s-образных складчатых форм, шарнир изогнутого фрагмента и ось вращения всех фрагментов гнейсов (суб)параллельны друг другу (рис. 2А и 2Б). На этом основании сделан вывод о том, что образование золотоносного сульфидного оруденения и всех перечисленных структурных форм произошло в условиях растяжения по линии запад-северо-запад–восток-юго-восток (рис. 2А).

В опорном обнажении 3777 на контакте амфиболитов и гнейсов расположена низкотемпературная сдвиговая зона с содержанием золота первые граммы на тонну (Балаганский, Беляев, 2005). В этой зоне также выявлены s-образные изгибы, связанные со сдвиговыми деформациями растяжения. Шарниры этих изгибов погружаются по азимуту 174° под углом 15° (рис. 2В). Плоскость сдвига полого падает к западу, и лежащие выше этой плоскости породы смещены к западу относительно лежащих ниже. Это характерно для сбросовых движений, то есть для растяжения, которое в данном случае происходило по линии запад–восток (рис. 2В).

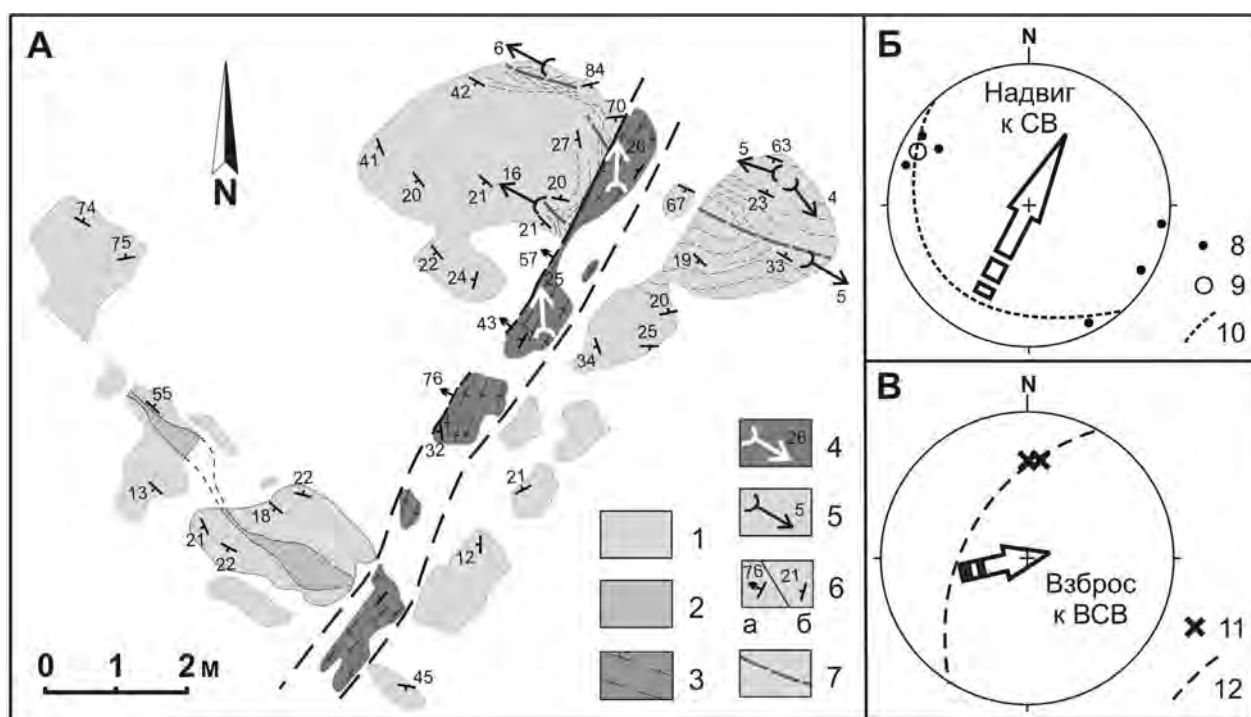


Рис. 1. Геологическое строение обн. 804-3 (А), стереографические диаграммы для структур этапа надвигообразования (Б) и транспрессии (В) (здесь и ниже нижняя полусфера, равноплощадная проекция).

1 – амфиболит, 2 – рассланцованный амфиболит, 3 – плагиогранит, 4–5 – шарниры складок: взбросовых (4) и надвиговых (5), 6 – контакт дайки (а), сланцеватость, полосчатость (б), 7–9 – осевые поверхности (7), шарниры (8) и усредненный шарнир (9) надвиговых складок, 10 – плоскость надвига, 11 – шарниры взбросовых складок, 12 – плоскость взброса. Стрелки показывают направление движения.

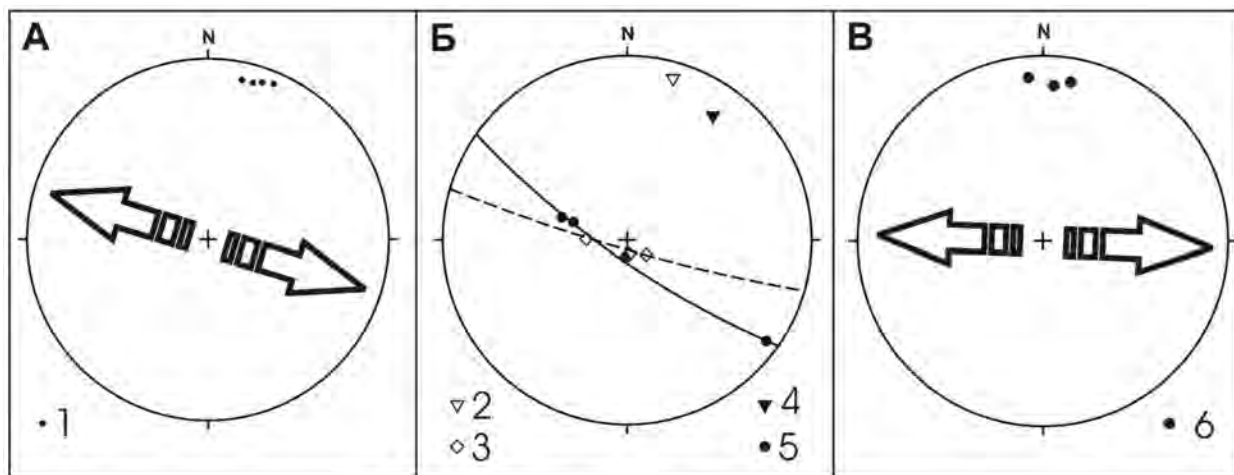


Рис. 2. Стереографические диаграммы для структурных форм обн. 419–420 (А, Б) и обн. 3777 (В).

1 – шарниры s-образных складчатых изгибов, 2 – шарнир открытого изгиба гнейсового фрагмента в колчеданных рудах обн. 419, 3 – сланцеватость и полосчатость в гнейсовом фрагменте с изгибом, 4 – ось вращения гнейсовых фрагментов, 5 – шарниры s-образных складчатых изгибов в золотоносной сдвиговой зоне. Стрелки показывают направление растяжения.

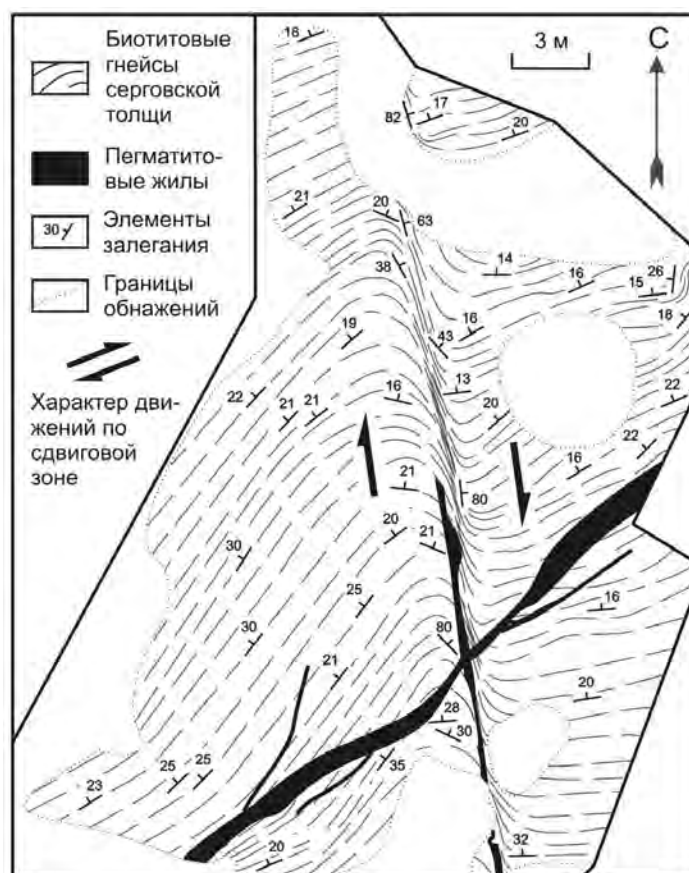


Рис. 3. Сдвиговая зона растяжения в обн. 704-31 (восточный борт зоны опущен относительно западного).

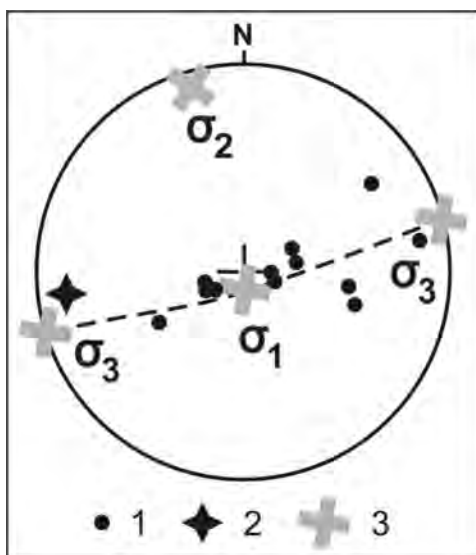


Рис. 4. Реконструкция поля напряжений по ориентировке сопряженной системы сбросов.

1 – полюс плоскости сброса, 2 – полюс сдвиговой зоны растяжения в обн. 704-31, 3 – оси главных напряжений (σ_1 – сжимающее, σ_2 – промежуточное, σ_3 – растягивающее).

На основании того, что ориентировка всех структурных форм в обн. 419, 420 и 3777 является одинаковой, с этими структурами связано золотоносное сульфидное оруденение, а сами они тоже являются золотоносными, делается вывод о том, что эти рудоносные сдвиговые зоны образовались во время одного и того же этапа растяжения вдоль линии запад-северо-запад—восток-юго-восток.

Опорное обнажение 704-31 являет собой пример классической сдвиговой зоны, которая рассечена пегматитовыми жилами, образующими единую систему (рис.3).

Эта сдвиговая зона принадлежит системе сопряженных друг с другом сбросов, которые падают как к востоку и восток-северо-востоку, так и к западу и запад-юго-западу. Они маркируются пегматоидными жилами мощностью до 7 см. Сопряженные разломы являются структурами, наиболее подходящими для реконструкции ориентировки осей главных напряжений во время их образования. По методике, описанной в (Ramsay, Huber, 1983), можно точно определить ориентировку главных осей напряжений. Промежуточная ось σ_2 определяется как полюс плоскости, в которой рассеяны полюсы сбросов (эта же ось отвечает линии пересечения плоскостей всех сбросов). Ось σ_1 сжимающих напряжений определяется как линия, делящая пополам угол между двумя сбросами, падающими навстречу друг другу под максимальными углами. Ось растягивающих напряжений σ_3 определяется как перпендикуляр к плоскости, образованной осями σ_2 и σ_1 .

По данным, приведенным на рис. 4, сделан вывод о том, что растяжение происходило вдоль линии, погружающейся к восток-северо-востоку 78° под углом 2° .

Автор глубоко благодарен В.В. Балаганскому и Р.А. Елисееву за помощь в работе.

ЛИТЕРАТУРА

Астафьев Б.Ю., Воинова О.А., Воинов А.С., Матуков Д.И. Геологическое строение, петрологические особенности и возраст пород имандровской серии верхнего архея (Кольский полуостров) // Геология и геодинамика архея. Мат. I Росс. конф. по пробл. геологии и геодинамики докембрия. СПб.: Центр информ. культуры. 2005. 436 с.

Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. СПб. 2002. 32 с.

Балаганский В.В., Беляев О.А. Золотоносные сдвиговые зоны в раннем докембрии Кольского полуострова: прогноз и первые результаты // Петрография XXI века. Т. 3. Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН. 2005. С. 37–38.

Беляев О.А. Древнейший фундамент Терской структурной зоны // Геологическое строение и развитие структурных зон докембрия Кольского полуострова. Апатиты: КФ АН СССР. 1980. С. 3–14.

Дэйли Дж.С., Балаганский В.В., Уайтхаус М. Палеопротерозойские тоналит-трондьемит-гранодиоритовые комплексы северной Фенноскандии и их геотектоническое значение // Петрография XXI века. Т. 3. Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита. Апатиты: КНЦ РАН. 2005. С. 100–102.

Cobbald P.R., Quinquis H. Development of sheath folds in shear regimes // J. Structural Geology. 1980 V. 2. No. 1–2. P. 119–126.

Cox S.F. Deformational controls on the dynamics of fluid flow in mesothermal gold system // Fractures, fluid flow and mineralization. Geol. Soc. London Spec. Publ. 155. 1999. P. 123–140.

Daly J. S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. et al. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology and isotopic evidence supporting a trans-crustal suture in the Lapland Kola Orogen, northern Fennoscandian Shield // Precambrian Res. 2001. V. 105. Nos. 2–4. P. 289–314.

Hanmer S., Passchier C. Shear-sense indicators: a review // Geological Survey of Canada Paper 90–17. 1991. 72 p.

Ramsay J.G., Huber M.I. The Techniques of Modern Structural Geology. V. 1: Strain analysis. London, etc.: Academic Press. 1983. 307 p.

Ramsay J.G., Huber M.I. The Techniques of Modern Structural Geology. V. 2: Folds and Fractures. London, etc.: Academic Press. 1987. 391 p.

О НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД СРЕДИ ЛИДИТОВ ШУНГИТ-ДОЛОМИТ-ЛИДИТОВОГО КОМПЛЕКСА В СТАРОМ КАРЬЕРЕ П. ШУНЬГА

Полещук А.В.

Геологический институт РАН, Москва, anton302@mail.ru

Старейшее месторождение шунгитовых пород Карелии в п.Шуньга имеет более чем двухвековую историю и расположено в северо-западной части Заонежского полуострова, на перешейке двух озер - Путкозеро и Валгмозеро.

Породы месторождения образуют синклинальную структуру. Углы падения крыльев в западной части структуры достигают $40-45^\circ$, на востоке – $10-15^\circ$. Район месторождения Шуньга сложен образованиями верхней подсвиты заонежской свиты лудиковия нижнего протерозоя и относится к вулканогенно-осадочному типу [1] и представлен шунгит-доломит-лидитовым комплексом, прослеженным разведочными скважинами на всей площади Шуньгской синклинали.

Основные сведения о месторождении получены Н.И Рябовым в 1932-1933гг. После 1933г разведочные работы в штольне и на карьере более не проводились. В настоящее время для изучения доступны отдельные части старой штольни и северо-восточная и юго-западные стенки карьера (Рис 1), где устанавливается следующая вертикальная последовательность пород:

1. Шунгиты продуктивного горизонта, вскрытые штольной, на отдельных участках содержащие будины карбонатных пород (рис 2). Видимая мощность около 1-1,5м. (На контакте с вышележащими породами местами располагается маломощный прослой шунгитов 1 разновидности).



Рис 1. Проекция на дневную поверхность современного плана штольни и очертаний стенок старого карьера в п.Шуньга.

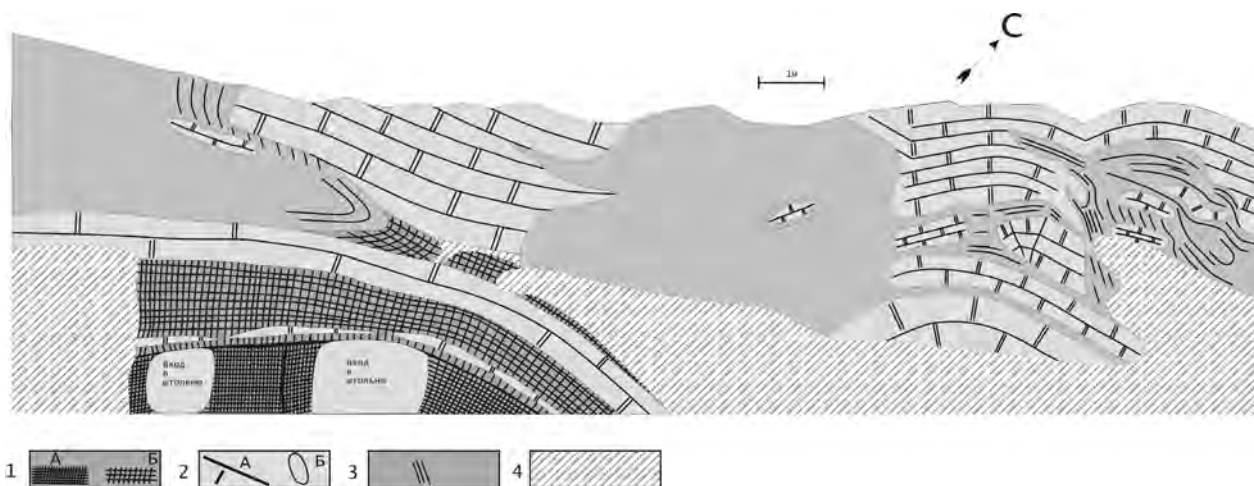


Рис 2. Схема строения северо-восточной стенки старого карьера (над штольней) в п.Шуньга.

1 – Шунгитовые породы второй (А) и третьей (Б) разновидности; 2 – карбонатные породы с трещинами отдельности (А), фрагменты карбонатных пород среди лидитов (Б); 3 – лидиты (штрихами показаны трещины скорлуповатой отдельности); 4 – задерновка

2. Выше располагаются шунгитовые породы 2 и 3 разновидности, мощностью около 1-1,5 м, иногда содержащие вытянутые линзообразные тела карбонатных пород (над входом в штольню). Шунгитовые породы 2 и 3 разновидности с содержанием углерода от 35 до 75% обладают металлоидным блеском, ступенчатым изломом с правильной параллелепипедальной отдельностью, твердостью 3,5.

Шунгиты 1 разновидности (миграционные) залегают в виде жил среди шунгитовых пород 2 и 3 разновидности, а также в виде тончайших жилок с кварцем среди лидитов в контактах с шунгитовыми породами 2 разновидности. Это породы с алмазным блеском и раковистым изломом, хрупкие, твердостью 3,5.

3. Выше располагаются карбонатные породы, формирующие пласт мощностью от 1 м (в тех местах карьера, где выше них располагаются лидиты) до 4-5 м, на тех участках, где лидиты отсутствуют. Иногда среди этих карбонатов устанавливаются маломощные пласты и линзы шунгитов 2 и 3 разновидности.

Трещины отдельности в карбонатах маломощного пласта следуют субперпендикулярно кровле и подошве, а над входом в штольню, где их мощность достигает 4-5 м – образуют систему из следующих в трех направлениях взаимоперпендикулярных трещин. Породы местами смяты в пологие складки (правая часть рисунка № 2)

Выше, местами с отчетливо секущим контактом располагаются лидиты, мощностью около 4 м с рассеянными среди них фрагментами карбонатных пород. Лидиты обладают однородным черным цветом, афанитовой текстурой и высокой твердостью - 7. Они также обладают параллелепипедальной и иногда скорлуповатой отдельностью. Параллелепипедальная отдельность лидитов вблизи фрагментов карбонатных пород сменяется на скорлуповатую. Фрагменты карбонатов часто имеют округлую вытянутую форму; трещины отдельности следуют согласно удлинению фрагментов и субперпендикулярно к нему.

Взаимоотношения лидитов и карбонатных пород на микроуровне рассматривались ранее в работах [1,3]. Ранее отмечались явления «втекания» кремнистого геля (будущих лидитов) с «разобшением» более крупных фрагментов карбонатов на более мелкие. Ориентировка скорлуповатой отдельности на таких участках позволяет восстановить направление течения кремнистого геля.

Округлая форма и ориентировка трещин отдельности фрагментов карбонатов указывают на то, что в процессе их «рассеяния» среди лидитов они находились в пластичном состоянии и являются будинами (на что ранее указывали Н.И. Рябов, А.А. Полканов и Н.Г. Судовиков).

Процесс поступления кремнистого геля лидитов в шунгит-карбонатные породы напоминал процесс внедрения силла и сопровождался «захватом» пластичных фрагментов кар-

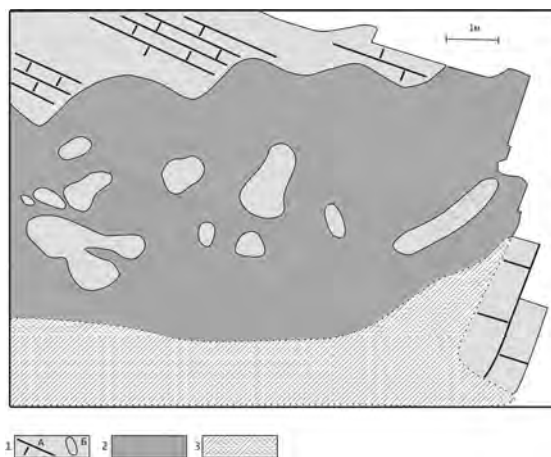


Рис 3. Схема строения западной стенки старого карьера в п.Шуньга.

1 – Карбонатные породы с трещинами отдельности (А), фрагменты карбонатных пород среди лидитов (Б); 2 – лидиты (штрихами показаны трещины отдельности); 3 – задерновка

бонатов и их транспортировкой в направлении внедрения, причем, учитывая факт, что в штольне лидитов не обнаружено указывать на то, что процесс этого внедрения происходил в субгоризонтальном направлении.

Замеры ориентировки азимутов падения скорлуповатой отдельности в лидитах вблизи контактов с карбонатными породами в СВ стенке карьера (рис 2) показали, что направление течения кремнистого геля происходило с северо-востока в юго-западном направлении, для западной стенки карьера (рис 3) – в юго-юго-западном направлении, что может быть использовано при палеотектонических реконструкциях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-64848), Научной школы (проект № НШ-7559.2006.5).

ЛИТЕРАТУРА

Л.П. Галдобина, В.В.Ковалевский, Н.Н. Рожкова. Месторождение Шуньга- геология, геохимия, минералогия // Углеродсодержащие формации в геологической истории. Труды международного симпозиума. Петрозаводск, 2000. С.66-72.

Филиппов М.М., Ромашкин А.Е. Генетические признаки формирования месторождений шунгитовых пород Карелии. // Углеродсодержащие формации в геологической истории. Труды международного...Петрозаводск, 2000. С. 58-66.

Филиппов М.М Шунгитоносные породы Онежской структуры. Петрозаводск: КНЦ РАН, 2002. 280 с.

СООТНОШЕНИЕ СТУПЕНЕЙ МЕТАМОРФИЗМА В МЕТАПЕЛИТАХ И СИЛИКАТНО-КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ В УСЛОВИЯХ ЗЕЛЕНОСЛАНЦЕВОЙ И ЭПИДОТ-АМФИБОЛИТОВОЙ ФАЦИЙ

Полякова Т.Н.

Воронежский государственный университет, Воронеж, polyakova@geol.vsu.ru

В настоящее время картирование метаморфической зональности чаще всего проводится по смене минеральных ассоциаций или появлению индекс-минералов в алюмосиликатных низкокальциевых породах (метапелитах), для которых, благодаря высокой чувствительности метапелитовых равновесий к температуре и давлению при практически полной независимости от режима CO_2 , разработаны достаточно детальные схемы фаций и субфаций (Кориковский, 1979). Использование для целей картирования силикатно-карбонатных пород в значительной степени затруднено тем, что протекание в них тех или иных фазовых реакций во многом определяется соотношением парциального давления воды и углекислоты во флюиде. Однако в районах, характеризующихся широким развитием карбонатсодержащих метаосадков, минеральные преобразования именно в этой группе пород могут являться единственными индикаторами изменения РТ-параметров метаморфизма. В связи с этим нами была предпринята попытка сопоставить эволюцию фазовых равновесий в метапелитах и силикатно-карбонатных породах на примере раннепротерозойского метаморфического комплекса Тим-Ястребовской структуры Воронежского кристаллического массива, формирование которого происходило в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма андалузит-силлиманитового типа глубинности.

Алюмосиликатные низкокальциевые породы (метапелиты). Наиболее низкотемпературными парагенезисами в алюмосиликатных низкокальциевых породах Тим-Ястребовской структуры являются $\text{Chl}+\text{Kfs}+\text{Bt}+\text{Qtz}$ и $\text{Chl}+\text{Kfs}+\text{Ms}+\text{Qtz}$. Присутствие в породах ассоциации $\text{Bt}+\text{Kfs}$ свидетельствует о степени метаморфизма, превышающей температурные условия образования биотита в результате реакции железомagneзиальных карбонатов с калиевым полевым шпатом: $\text{Mgs}-\text{Sd}(\text{Ank}-\text{Dol})+\text{Kfs}+\text{H}_2\text{O}=\text{Bt}(\pm\text{CaCO}_3)+\text{CO}_2$. Устойчивость при этом парагенезиса $\text{Chl}+\text{Kfs}$ позволяет оценить наиболее низкотемпературные условия метаморфизма пород как соответствующие нижней части биотитовой субфации зеленосланцевой фации (хлорит-калишпатовая ступень).

В более метаморфизованных породах Тим-Ястребовской структуры парагенезис хлорита с калиевым полевым шпатом исчезает, сменяясь ассоциацией биотита с мусковитом. В результате протекания реакции $\text{Chl}+\text{Kfs}=\text{Bt}+\text{Ms}+\text{Qtz}+\text{H}_2\text{O}$ в метапелитах возникает парагенезис с избыточным хлоритом ($\text{Bt}+\text{Chl}+\text{Ms}+\text{Qtz}$), присутствие которого свидетельствует об условиях метаморфизма, соответствующих верхней части биотитовой субфации, которые мы называем биотит-мусковитовой ступенью.

Широким распространением в парагенезисах изученных метапелитов пользуются гранаты варьирующего спессартин-альмандинового состава. При этом области распространения гранатсодержащих пород занимают вполне закономерное положение, располагаясь между зоной безгранатовых метапелитов с хлоритом и породами, содержащими ставролит и андалузит в ассоциации с биотитом. При этом концентрация марганца в метапелитах колеблется незначительно (0,01-0,34 % масс.), составляя в среднем 0,12 % масс. Это свидетельствует о появлении гранатов в алюмосиликатных низкокальциевых породах Тим-Ястребовской структуры скорее за счет изменения РТ-параметров метаморфизма, чем в результате вариаций содержания в метапелитах MnO , что обусловило закономерность и необходимость выделения в высокотемпературной области зеленосланцевой фации гранатовой субфации. В качестве ее нижней температурной границы нами принято образование спессартина в результате реакции $\text{Chl}_{\text{Mn}}+\text{Qtz}=\text{Sps}+\text{H}_2\text{O}$, а верхней границей служит появление в мине-

ральных ассоциациях ставролита или, в безставролитовых парагенезисах, граната с рассчитанным статистическими методами предельным соотношением альмандинового и спессартинового миналов $Alm_{91,2}Sp_{8,8}$.

Дальнейшее изменение условий метаморфизма фиксируется появлением в парагенезисах метapelитов ставролита. Его кристаллизация обусловлена протеканием реакции $Chl+Grt+Ms=Bt+St+Qtz+H_2O$. Устойчивость в изученных породах ассоциации ставролита с хлоритом и мусковитом свидетельствует об условиях метаморфизма, соответствующих ставролит-хлорит-мусковитовой субфации ставролитовой фации.

В ряде парагенезисов метapelитов Тим-Ястребовской структуры присутствует андалузит. Его образование происходит в высокотемпературной области ставролитовой фации за счет реакции $St+Chl+Ms=And+Bt+Qtz$, которая является нижней границей выделяемой С.П. Кориковским андалузит (кианит, силлиманит)-биотит-ставролитовой субфации. Однако в зависимости от количества минеральных фаз в ходе этой реакции ставролит может исчезнуть, а ассоциация $And+Bt$, как продукт реакции, будет присутствовать во всех возникших парагенезисах. В связи с этим мы предлагаем называть выделяемую субфацию «андалузит (кианит, силлиманит)-биотитовой».

В верхней части андалузит-биотитовой субфации ставролитовой фации за счет разложения хлорита с мусковитом и кварцем в магнезиальных метapelитах появляется ассоциация кордиерита с биотитом ($Chl+Ms+Qtz=Bt+Crd+H_2O$), что позволяет нам выделить кордиерит-биотитовую ступень, фиксирующую наиболее высокотемпературные условия метаморфизма метapelитов Тим-Ястребовской структуры.

Силикатно-карбонатные породы.

Известковые силикатно-карбонатные породы. В известковых силикатно-карбонатных породах Тим-Ястребовской структуры, переслаивающихся с наиболее слабо метаморфизованными метapelитами, наблюдается парагенезис $Chl+Cal+Qtz$. Его устойчивость в диапазоне температур, соответствующих хлорит-калишпатовой и биотит-мусковитовой ступеням биотитовой субфации метаморфизма в метapelитах позволяет нам выделить в известковых карбонатсодержащих метаосадках их температурный аналог – хлорит-кальцит-кварцевую ступень (рис. 1).

С увеличением степени метаморфизма парагенезис хлорита с кальцитом и кварцем в известковых метаосадках исчезает, сменяясь ассоциацией актинолита с эпидотом. В результате протекания реакции $3Chl+Cal+Qtz=3Act+2Ep+10CO_2+8H_2O$ в рассматриваемой петрохимической группе пород возникает парагенезис $Act+Cal+Ep+Qtz\pm Bt\pm Pl$, присутствие которого свидетельствует об условиях метаморфизма выделяемой нами актинолитовой ступени. За ее низкотемпературную границу мы принимаем реакцию разложения хлорита с кальцитом и кварцем, а высокотемпературная фиксируется появлением в породах роговой обманки.

Метаморфизованные в условиях актинолитовой ступени известковые силикатно-карбонатные породы переслаиваются с метapelитами, содержащими парагенезис $Bt+Chl+Ms+Qtz$, что свидетельствует о соответствии температурного интервала выделенной ступени, по всей видимости, верхней части биотит-мусковитовой ступени биотитовой субфации в метapelитах (см. рис. 1).

Фации	Метанелиты		Силикатно-карбонатные породы	
			Известковые	Магнезиально-известковые
Зеленосланцевая	Биотитовая субфация	Хлорит-калишпатовая ступень	Хлорит-кальцит-кварцевая ступень	Доломит-кварцевая ступень
		Биотит-мусковитовая ступень		Тальк-кальцит-кварцевая ступень
			Актинолитовая ступень	Тремолитовая ступень
	Гранатовая субфация	Рогообманковая ступень		
Эпидот-амфиболитовая	Ставролитовая фация		Диопсидовая ступень	Диопсидовая ступень
				Форстеритовая ступень

Рис. 1. Соотношение ступеней метаморфизма в метapelитах и силикатно-карбонатных породах.

Появление в парагенезисах известковых метаосадков Тим-Ястребовской структуры роговой обманки, кристаллизация которой происходит в результате протекания реакции $\text{Act} + \text{Pl} = \text{Hbl} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$ (Савко К.А., 1992) позволяет нам выделить в плагиоклазодержащих породах роговообманковую ступень метаморфизма. Характерными минеральными ассоциациями для нее являются $\text{Cal} + \text{Ep} + \text{Hbl} + \text{Qtz} + \text{Pl} \pm \text{Bt}$ и $\text{Cal} + \text{Ep} + \text{Hbl} + \text{Qtz} \pm \text{Bt}$. Верхняя граница роговообманковой ступени, фиксируемая по появлению в парагенезисах известковых силикатно-карбонатных пород диопсида, совпадает с нижней границей ставролитовой фации метapelитов, ограничивая тем самым температурный диапазон выделенной ступени условиями гранатовой субфации зеленосланцевой фации метаморфизма (см. рис.1).

Дальнейшее повышение температуры метаморфизма приводит к кристаллизации в известковых метаосадках диопсида. Его образование обусловлено разложением парагенезисов амфиболов с кальцитом и кварцем, и первые диопсиды появляются в бесплагиоклазовых породах за счет актинолита $\text{Act} + \text{Cal} + \text{Qtz} = \text{Di} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$, а в более высокотемпературных условиях с кальцитом и кварцем начинает реагировать и роговая обманка $\text{Hbl} + \text{Cal} + \text{Qtz} = \text{Di} + \text{Pl} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$.

Пироксенсодержащие известковые силикатно-карбонатные породы Тим-Ястребовской структуры переслаиваются с метapelитами, в парагенезисах которых присутствуют ставролит или андалузит, и это позволяет нам говорить о том, что диопсидовая ступень является температурным аналогом ставролитовой фации метаморфизма в метapelитах.

Магнезиально-известковые силикатно-карбонатные породы. В магнезиально-известковых силикатно-карбонатных метаосадках Тим-Ястребовской структуры наиболее низкотемпературные условия метаморфизма фиксируются присутствием в породах ассоциации доломита с кварцем ($\text{Ank} + \text{Cal} + \text{Dol} + \text{Ms} + \text{Qtz}$, $\text{Ab} + \text{Bt} + \text{Chl} + \text{Dol} + \text{Ms} + \text{Qtz}$). Парагенезис $\text{Dol} + \text{Qtz}$ является критическим для выделяемой нами доломит-кварцевой ступени, за верхнюю границу которой мы принимаем исчезновение данной ассоциации. Пространственная приуроченность магнезиально-известковых пород, содержащих доломит с кварцем, к метapelитам, в которых устойчив парагенезис $\text{Chl} + \text{Kfs}$, позволяет говорить, что выделяемая в силикатно-карбонатных метаосадках доломит-кварцевая ступень является температурным аналогом хлорит-калишпатовой ступени в метapelитах (см. рис. 1).

В более метаморфизованных магнезиально-известковых породах присутствуют тальксодержащие минеральные ассоциации, образование которых обусловлено реакцией $3\text{Dol} + 4\text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} = \text{Tlc} + 3\text{Cal} + 3\text{CO}_2$. Появление в силикатно-карбонатных метаосадках талька принимается нами за нижнюю границу выделяемой тальк-кальцит-кварцевой ступени. В качестве ее высокотемпературной границы мы рассматриваем исчезновение в пересыщенных кремнеземом породах парагенезиса $\text{Tlc} + \text{Cal} + \text{Qtz}$. Наблюдаемые в переслаивающихся метapelитах минеральные ассоциации свидетельствуют о том, что рассматриваемая ступень по своим температурным условиям соответствует биотит-мусковитовой ступени биотитовой субфации в метapelитах (см. рис. 1).

Дальнейшее повышение температуры метаморфизма приводит к появлению в магнезиально-известковых породах Тим-Ястребовской структуры тремолита. Первые амфиболы кристаллизуются в пересыщенных кремнеземом породах за счет талька, кальцита и кварца в результате реакции $5\text{Tlc} + 6\text{Cal} + 4\text{Qtz} = 3\text{Tr} + 6\text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$, которую мы рассматриваем как нижнюю границу выделяемой нами тремолитовой ступени метаморфизма. В более высокотемпературных условиях тремолит образуется и в недосыщенных кремнеземом метаосадках: $2\text{Tlc} + 3\text{Cal} = \text{Tr} + \text{Dol} + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$.

Критическим для тремолитовой ступени парагенезисом является $\text{Tr} + \text{Cal} + \text{Qtz}$, так как его возникновение определяет ее нижнюю границу, а исчезновение – верхнюю. Поэтому интервал устойчивости тремолита с кальцитом и кварцем, охватывающий высокотемпературную область биотитовой и всю гранатовую субфацию в метapelитах, и будет характеризовать температурные условия рассматриваемой ступени (см. рис. 1).

С увеличением степени метаморфизма в пересыщенных кремнеземом магнезиально-известковых силикатно-карбонатных породах появляется диопсид $\text{Tr} + 2\text{Qtz} + 3\text{Cal} = 5\text{Di} + 3\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ (Kretz, Garrett, 1980, Skippen, 1971). Температурные условия протекания этой реакции, по всей видимости, близки к таковым появления клинопироксена в известковых образованиях и соответствуют ставролитовой фации в метapelитах (см. рис. 1).

Наиболее высокотемпературными в изученных магнезиально-известковых образованиях являются ассоциации, содержащие форстерит, появление которого в парагенезисах свидетельствует о достижении условий метаморфизма выделяемой нами форстеритовой ступени.

Таким образом, на основании фазовых равновесий, наблюдаемых в переслаивающихся породах различного состава, установлено, что в известковых силикатно-карбонатных породах температурным аналогом биотитовой субфации метapelитов являются хлорит-кальцит-кварцевая и актинолитовая ступени, гранатовой – роговообманковая ступень, а ставролитовой фации – диопсидовая ступень. Биотитовой субфации метapelитов в магнезиально-известковых породах соответствуют доломит-кварцевая, тальк-кальцит-кварцевая и часть тремолитовой ступени, гранатовой – тремолитовая, а ставролитовой фации – диопсидовая и форстеритовая ступени.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Президента РФ для молодых кандидатов наук и их научных руководителей (проект МК 4908.2006.5).

ЛИТЕРАТУРА

- Кориковский С.П. Фации метаморфизма метapelитов. М.: Наука, 1979. 263 с.
- Савко К.А. Зональность известково-силикатных метаморфических пород воронцовской серии Воронежского кристаллического массива//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. №2. С. 27-38.
- Kretz R., Garrett D. Occurrence, mineral chemistry, and metamorphism of Precambrian carbonate rocks in a Portion of the Grenville Province// Journ. Petrol. 1980. V. 21. Pt. 3. Pp. 573-620.
- Skippen G.B. Experimental data for reactions in siliceous marbles//Journal of Geology. 1971. V.79. Pp. 457-481.

СТРОЕНИЕ, ХИМИЗМ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БЕРЕЗОВСКОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Рудакова А.В.

МГУ, Москва, toska1459@rambler.ru

Материал для работы был отобран в полевой сезон 2005 года в ходе работ по геологическому доизучению масштаба 1:200000 территории листа N-40-XXXVI, которое проводила Аркаимская ГСП геологического факультета МГУ. Район находится в восточной части Магнитогорской мегазоны вблизи контакта с Восточно-Уральской зоной, разделяемых Уйско-Новооренбургской шовной зоной.

Целью работы является изучение вулканитов березовской свиты и реконструкция условий их образования. Поставленными задачами стали детальное изучение разрезов березовской толщи, петрографические, петрохимические и геохимические исследования.

Возраст березовской свиты фаунистически определяется как C_{1t2} - C_{1v1} . Сложена преимущественно умеренно щелочными вулканитами с прослоями вулканогенно-осадочных, терригенных и карбонатных пород. Свита залегает в основном согласно, реже с перерывом на позднедевонско-раннекаменноугольных образованиях и имеет мощность до 2000-3000 м. Перекрывает толщу с согласным залеганием греховская свита C_{1v2} .

Березовская свита в Магнитогорской мегазоне Южного Урала развита в трех подзонах: Магнитогорской, Кипчакской и Гумбейской.

На территории листа N-40-131 в пределах Магнитогорской подзоны к юго-западу от г. Чека автором рассмотрены разрезы вулканических толщ. Выделено в целом 32 пачки мощностью от 0,5 до 125 метров. Общая длина – 283 метра. Разрез представляет собой нормально залегающую толщу, которая наращивается с северо-востока на юго-запад. По описанию шлифов породы подразделяются на три главных типа: туфы, брекчии и флюидалные лавы дацитового и риодацитового состава.

Кроме того, построена геологическая карта масштаба 1:40000 этого же района. Здесь выделяются пачки вулканитов мощностью от 200 метров до 1000 метров, слагающие крупную антиклинальную складку с преобладающим северо-западным простиранием ее осей. Углы падения пород на крыльях складки и в периклиналильной части близки, что может быть следствием дополнительного подворота при правостороннем сдвиге по разлому северо-западного простирания.

На северо-востоке толщу прорывает Чекинский массив щелочных гранитоидов; а на юго-западе карты – более мелкие тела того же состава, являющимися, предположительно, сателлитом массива. Вулканиты района представлены четырьмя главными типами пород: лавами, брекчиями и туфами риолитового и риодацитового состава, а также игнимбритовыми риолитовыми туфами.

Таким образом, в районе горы Чека общая мощность вулканитов березовской свиты, представленных исключительно кислыми породами, составляет порядка 2 000 метров, т.е. примерно две трети мощности всей свиты.

В Гумбейской подзоне в центральной части листа N-40-143 на юго-восточной окраине поселка Бриент, детально изучен участок площадью порядка 350 м², сложенный пачками вулканитов общим простиранием ЮЗ 255-270°, которые представлены порфиоровыми базальтами, туфобрекчиями контрастного и кислого состава, флюидалными риолитовыми и риодацитовыми лавами, а также габбро, слагающее рвущее тело.

Помимо предыдущих схем построена геологическая карта района поселков Бриент - Просторы масштаба 1:40000. На изученной территории березовская свита имеет отчетливо трехчленное строение: средняя пачка представлена основными вулканитами, нижняя и верхняя – кислыми. Центральная часть пачек сложена преимущественно лавами, а к подошвам и кровлям их обычно приурочены линзы лавовых брекчий. В пределах пачки базальтов на севере широко распространены лавы, иногда миндалекаменные, в центральной части преобладают лавовые брекчии, а на юге распространены туфы с прослоями терригенных пород. Границы между разностями предположительно фациальные. Это дает основание предполагать расположение палеовулкана севернее изученного района.

Для уточнения химического состава вулканитов березовской свиты были проинтерпретированы данные силикатных анализов, по которым построен ряд вариационных диаграмм (рис.1). По ним отмечается контра-

стность по кремнекислотности всей серии пород с достаточно небольшим содержанием промежуточных разностей, что говорит о возможном наличии двух очагов магмы: мантийного и корового. Для Гумбейской подзоны характерна повышенная щелочность относительно двух других. Высокая титанистость базальтоидов во всех подзонах указывает на рифтогенные обстановки, но повышенное содержание глиноземистости отвечает признакам островодужных условий формирования, что может быть связано с подстилающими мощными островодужными девонскими толщами.

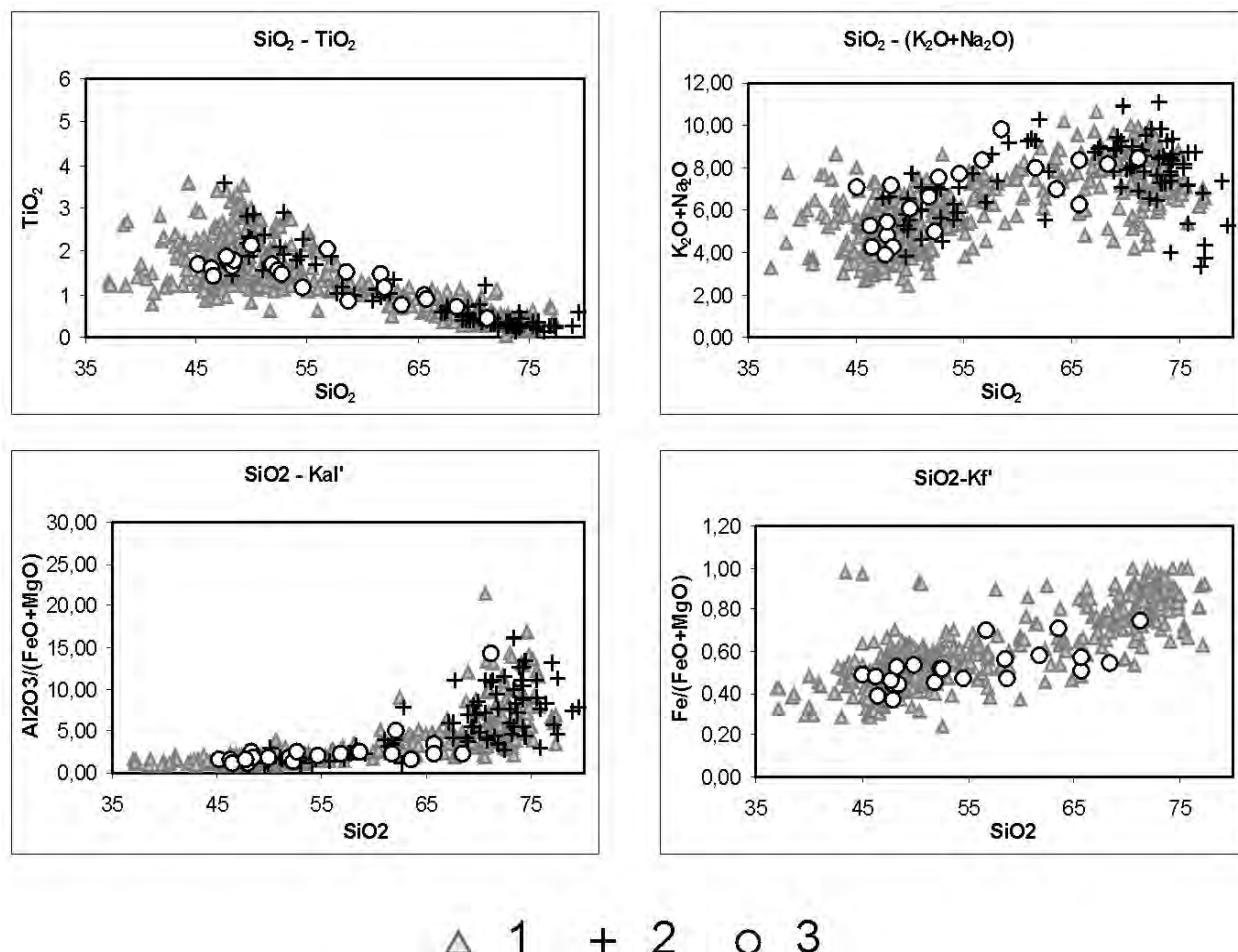


Рис.1. Диаграммы соотношения оксидов для вулканитов березовской свиты трех подзон:
1 – Магнитогорской; 2 – Гумбейской; 3 – Кипчакской.

Вулканиты березовской свиты во всех трех подзонах характеризуется повышенным содержанием элементов-примесей. Содержания несовместимых литофильных элементов в базитовых и риолитовых разностях Магнитогорской подзоны и в базитах Гумбейской подзоны варьируют между таковыми эталонных E-MORB и OIB (рис. 2). Единичные пробы Гумбейской подзоны относительно Магнитогорской более обогащены элементами-примеси, что связано, возможно, с несколько иным составом источника магмы.

Обедненность пород ниобием в силу его тугоплавкости, говорит о возможности внедрения расплава при условиях близких к островодужным. Однако, наличие на РЗЭ-диаграммах слабого в основных разностях и ярко выраженного – в кислых европиевого минимума обеих подзон, появляющегося обычно по наследству от верхней коры, наряду со стронциевым минимумом (минимального для Гумбейской подзоны) на спайде-граммах позволяет говорить об отсутствии элементов островодужности формирования вулканитов березовской свиты

На РЗЭ-диаграммах обращает на себя внимание обогащенность пород, особенно кислых, тяжелыми редкоземельными элементами, что позволяет предположить происхождение вулканитов из верхнекорового сильно обогащенного источника. На тот же вывод указывает состав большей части пород, подобный среднему составу верхней коры континентов.

На основе детального петрологического и геохимического исследования вулканитов березовской свиты Восточномангитогорской зоны Южного Урала охарактеризованы образования трех подзон: Магнитогорской,

Кипчакской и Гумбейской. Была выявлена нечеткая зональность района с востока на запад с преобладанием основных пород в Гумбейской подзоне и кислых – в Магнитогорской. В первой подзоне, в районе поселков Бриент и Просторы, выявлено отчетливое трехчленное строение толщи, при этом можно предположить расположение палеовулкана к северу от изученного участка.

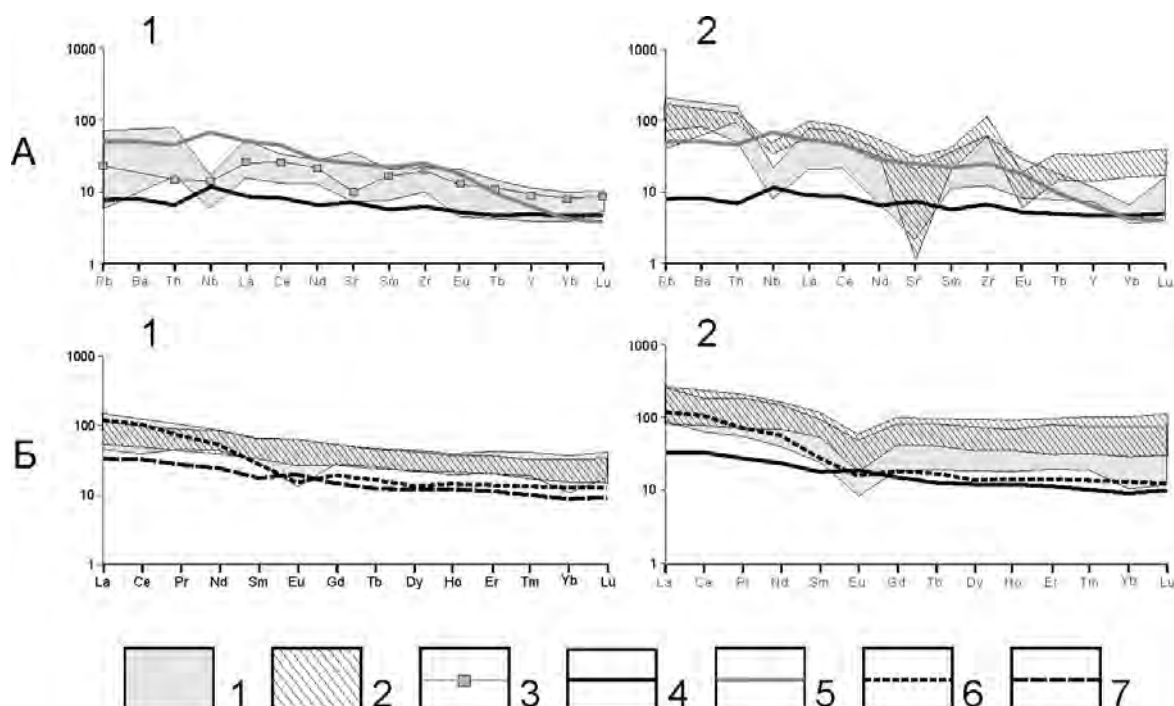


Рис.2. А – спайдеграммы вулканитов березовской свиты (нормированные по примитивной мантии); Б – РЭ-диаграммы вулканитов березовской свиты (содержания нормированы по хондриту C1) с содержаниями SiO_2 : 1 – меньше 54%; 2 – свыше 54%; 1) Магнитогорская подзона; 2), 3) Гумбейская подзона; 4) E-MORB; 5) OIB; 6) верхняя кора; 7) нижняя кора.

Анализ распределения элементов-примесей вулканитов в совокупности с их геохимическими показателями позволил предположить возможные условия формирования толщи, связанные как с рифтогенными, так и с островодужными процессами. Объяснениями подобного может быть их формирование в пределах рифтогенных прогибов, заложенных на девонском островодужном основании; либо условия типа задугового мало-глубинного бассейна, в котором наряду с вулканизмом накапливались карбонатные отложения.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ КЛИМОВСКОЙ ПЛОЩАДИ (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

Савичева О.А.

СПбГИ им. Г.В.Плеханова, Санкт-Петербург, praktika-bach1@yandex.ru

В последнее время в Карело-Кольском регионе активно ведутся поиски месторождений благородных металлов – золота и платиноидов. Работы ведутся многими организациями, в том числе крупной горно-металлургической компанией «Норильский никель». Особое внимание обращается на области свекофенской активизации, где наложенные на более древние породы гидротермально-метасоматические процессы привели к образованию месторождений полезных ископаемых. В пределах Беломорской зоны северной Карелии эти процессы привели к формированию не только месторождений пегматитов, но и проявлений рудной минерализации. Благодаря работам ВСЕГЕИ, ГСФ «Минерал» и других организаций выделен новый перспективный тип благороднометальной минерализации, связанный с околпегматитовыми метасоматитами (Ахмедов и др., 2005).

В данной работе изучались особенности геохимии коренных пород из пегматитовых полей Климовской площади и рыхлые отложения Керетьского участка поисковых геохимических и геофизических работ масштаба 1: 25 000 в пределах этой же площади.

В геологическом строении Климовской площади доминируют породы позднего архея и раннего протерозоя: ортоамфиболиты, ортокристаллосланцы и амфибол-биотитовые гнейсы хетолабинского подкомплекса, гнейсо-плагиограниты котозерского подкомплекса, гранито-гнейсы лоухской толщи. Локально проявлены метабазиты и метагипербазиты куземского и других интрузивных комплексов. Имеются проявления благороднометальной минерализации.

В работе использованы данные по 96 пробам пород из областей локализации пегматитовых тел и околопегматитовых метасоматитов, которые были проанализированы приближенно-количественным спектральным анализом (ПКСА) на 33 элемента и атомно-абсорбционным анализом (ААА) на золото, платину и палладий. Для исследования геохимических ассоциаций была использована факторная модель с варимаксным вращением осей. Факторная модель описывается семью главными факторами, отражающими более 65% изменчивости данных, причем вес первого фактора равен 24%.

Полученные факторы, исходя из элементных наборов факторных нагрузок, интерпретируются следующим образом:

Фактор 1 характеризуется высокими нагрузками большую группу элементов: Ti, V, Mn, Cr, Sc, и др. Совместное накопление всех этих элементов характерно для метаморфических пород основного состава – ортоамфиболитов, а относительно пониженные содержания – для гранито-гнейсов.

Фактор 2 характеризуется высокими нагрузками на группу халькофильных элементов: Pb, Zn, Cd, отчасти Ag. Эта ассоциация связана с галенит-сфалеритовой минерализацией, проявленной в прожилковых зонах пегматитовых тел. По фактору 5 обособляется Cu-Ni-Co ассоциация, которая, по данным А.М. Ахмедова, В.А. Крупеника из ВСЕГЕИ и других исследователей (Ахмедов и др., 2005), может быть связана с пирротин-пентландит-халькопиритовой минерализацией.

Фактор 4 (ассоциация Pd и Pt) отражает присутствие в метасоматитах платинометальной минерализации. Фактор 7 демонстрирует тесную связь золота с висмутом и серебром, что позволяет предполагать присутствие золото-висмут-серебряного оруденения, где самородное золото ассоциирует с теллуридами висмута, самородными висмутом и серебром, фрейбергитом, гесситом и другими минералами, которое известно на многих золоторудных объектах Северного Приладожья (Алатту и др.) и Финляндии (Осикомяки и др.) (Савичева, 2006).

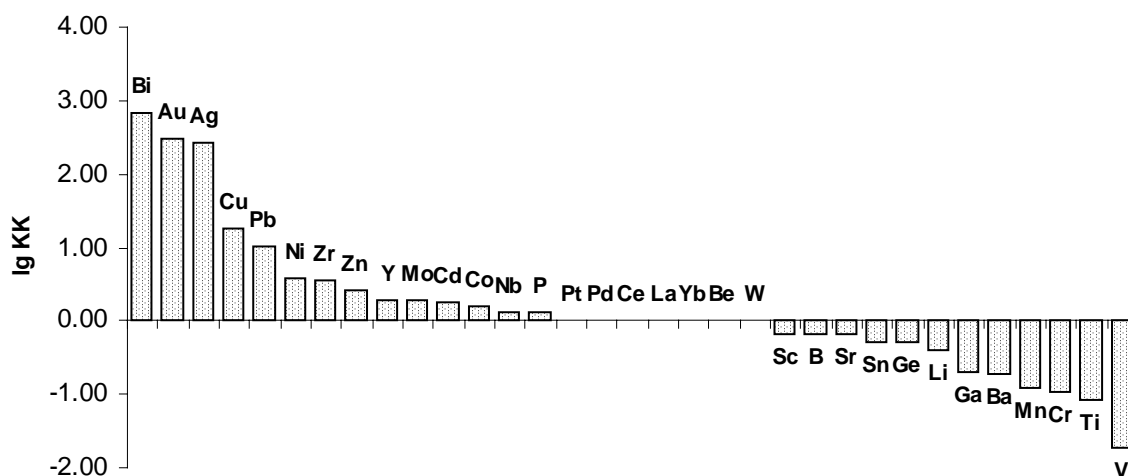


Рис. 1. Геохимический спектр благороднометальной минерализации Климовской площади

Выявленные закономерности хорошо согласуются с установленными перспективными типами благороднометальной минерализации Беломорской зоны (Ахмедов и др., 2005):

1) согласно залегающие и протяженные горизонты рудоносных метасоматитов существенно хлоритового состава, развивающихся по амфиболитам. Они вмещают сульфиды (халькопирит, пирит, пирротин, реже другие) и имеют существенно палладиевую с платиной специализацию. В них встречаются арсениды и теллуриды палладия и платины;

2) секущие зоны окварцевания с висмут-серебряно-золотой минерализацией, которые связаны с кварцевыми и карбонат-кварцевыми метасоматитами, развивающимися по секущим зонам.

По аномальным значениям рассмотренных факторов были выделены пробы с минерализацией разных типов. По коэффициентам концентрации элементов были построены геохимические спектры этих типов минерализации (в виде логарифмов коэффициентов концентрации элементов по отношению к местному фону, в качестве которого были взяты средние содержания элементов во вмещающих породах).

Золоторудная минерализация характеризуется повышенным содержанием элементов привноса - Bi, Ag, Cu, Pb, в меньшей степени Ni, Zn, Mo, Cd, Co. Также для этого спектра характерны следующие элементы выноса из зон окварцевания – V, Ti, Cr, Mn, Ba. Привнос и вынос указанных индикаторных элементов, вероятно, происходил в процессе кислого метасоматоза (Рисунок).

Было также проанализировано 420 проб на 22 элемента из рыхлых отложений Керетьского участка, входящего в состав Климовской площади.

Геохимические поиски проводились с помощью метода анализа сверхтонкой фракции рыхлых отложений (МАСФ), сущность которого заключается в выделении из рыхлых отложений сверхтонкой (глинистой) фракции, которая затем анализируется количественными методами (ICP-AES) и (ICP-MS) с индуктивно связанной плазмой (Соколов и др., 2005).

На территории участка преобладают ортоамфиболиты, амфиболитизированные метагаббронориты и амфиболовые гнейсы. В центре участка, в полосе субширотного простирания, имеются многочисленные пегматитовые тела и сопряженные с ними зоны развития метасоматитов, внутри которых имеются известные точки благороднометалльной минерализации.

Были построены карты содержания элементов в сверхтонкой фракции рыхлых отложений. Выявлены ореолы рассеяния Au, Ag, Bi, Cu, а также Pd, Pt, Ni, Co, которые пространственно сближены, но смещены относительно друг друга. Это еще раз доказывает наличие двух типов минерализации: околопегматитовых метасоматитов с платинометалльной минерализацией и секущих зон прокварцевания с висмут-серебряно-золотой минерализацией.

В результате комплексной обработки данных по главным элементам, которые являются индикаторами благороднометалльной минерализации, выделены полиэлементные вторичные ореолы и локальные зоны, в пределах которых можно ожидать обнаружения минерализованных тел с золотом и платиноидами.

Исследования выполнены в рамках гранта CRDF (ST-015-02).

ЛИТЕРАТУРА

Ахмедов А.М., Шевченко С.С., Симонов О.Н. и др. Новые типы проявлений комплексной благороднометалльной минерализации в зеленокаменных поясах позднего архея Карело-Кольского региона. // Геология и геодинамика архея: Тезисы докл. I Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб, 2005. С. 34-38.

Савичева О.А. Геохимические и минеральные ассоциации золоторудных проявлений Янисъярвинского участка (Южная Карелия). // Записки Горного института, 2006, т.167, ч.1. С.31-34.

Соколов С.В., Марченко А.Г., Шевченко С.С. и др. Временные методические указания по проведению геохимических поисков на закрытых и полузакрытых территориях. СПб: изд. ВСЕГЕИ, 2005. 98 с.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ И ВОЗРАСТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕДРОЛАМПИ, ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ

Сизова Е.В.¹, Ларионова Ю.О.²

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, ²МГУ им. М.В. Ломоносова, ИГЕМ РАН, Москва, Selenal984@bk.ru

Мезотермальные золотые месторождения широко развиты в зеленокаменных поясах и уже многие годы являются объектом изучения и интенсивной эксплуатации (Herrington et al., 1997). Однако, для Карельской гранит-зеленокаменной области (ГЗО) известны лишь рудопроявления и несколько небольших месторождений мезотермального золота. Для этих рудопроявлений вопросы происхождения, возрастной и тектонической позиции в общей эволюции Карельской ГЗО остаются слабо изученными. Одним из наиболее дискуссионных вопросов является возрастная позиция мезотермального оруденения, локализованного в архейских зеленокаменных поясах Карелии. Большинство исследователей предполагает архейский возраст мезотермального золота и его генетическую взаимосвязь с позднектоническими магнезиальными гранитоидами и лампрофирами (Кожевников и др., 1998; Lobach-Zhuchenko et al., 2000). Наряду с этим, имеются структурные и геохронологические доказательства палеопротерозойского возраста ряда мезотермальных золоторудных проявлений (Кулешевич, 1992; O'Brien et al., 1993; Ларионова и др., 2004). Новые данные, проливающие свет на эту дискуссию, были получены при геолого-структурных, петрологических и изотопно-геохимических исследованиях метасоматитов золоторудного месторождения Педролампи, локализованного в северной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса в центральной Карелии. Это месторождение по результатам проведенных недавно работ признано одним из самых перспективных золоторудных объектов Карелии: запасы золота по категории C₁+C₂ составляют 2,5 тонны при бортовом содержании золота 1 г/т. Оно было отнесено к золото-сульфидной стратиформной рудной формации в архейских метавулканитах (Михайлов и др., 2005). Важно отметить, что месторождение Педролампи располагается вблизи контакта архейских вулканогенно-осадочных толщ (~2,87 млрд лет) и палеопротерозойских метаосадков ятулия (~2,15 млрд лет), что дает уникальную возможность оценить возрастную позицию золоторудной минерализации на основании структурных и петрографических данных.

Мы проводили исследования в зачищенной от морены части месторождения Педролампи, где на площади ~ 400 м² вскрыт контакт архейских метавулканитов и палеопротерозойских метапесчаников (рис. 1). Архейские породы составляют западную часть участка и представлены преимущественно толеитовыми метабазами с подчиненными туфами риодацитового состава. Эти метавулканиты со стратиграфическим и тектоническим несогласием перекрываются метапесчаниками ятулия. В основании последних фиксируется горизонт метаконгломератов мощностью до 1 м, который, вероятно, является продуктом перемыва архейских пород и свидетельствует о первичном налегании осадков ятулия на архейское основание.

Разрывные нарушения в пределах месторождения представлены двумя главными системами: субмеридиональной (345-350°) и северо-западной (325-330°).

Субмеридиональная тектоническая зона (ТЗ-1) имеет видимую мощность до 14 м. Четких структурных элементов для нее не фиксируется, но, тем не менее, она уверенно выделяется среди метавулканитов архея в виде полосы интенсивного ожелезнения пород, которая в палеопротерозойских метаосадках не прослеживается. Отличительной чертой этой зоны является присутствие крупных метакристаллов и желваков пирита. Близкие к ТЗ-1 простирания имеют многочисленные жилы молочно-белого и розоватого кварца мощностью до 1 м, фиксируемые среди и архейских, и палеопротерозойских пород. Часть этих жил маркирует восточную границу ТЗ-1 (рис. 1).

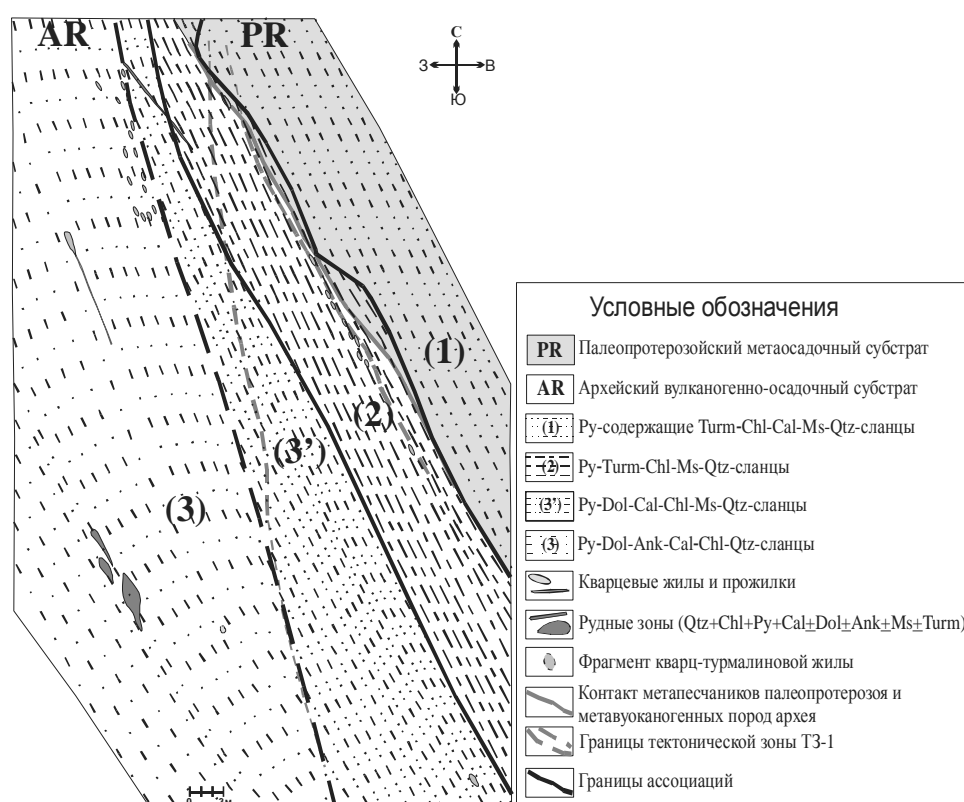


Рис.1. Схема метасоматических ассоциаций месторождения Педролампи.

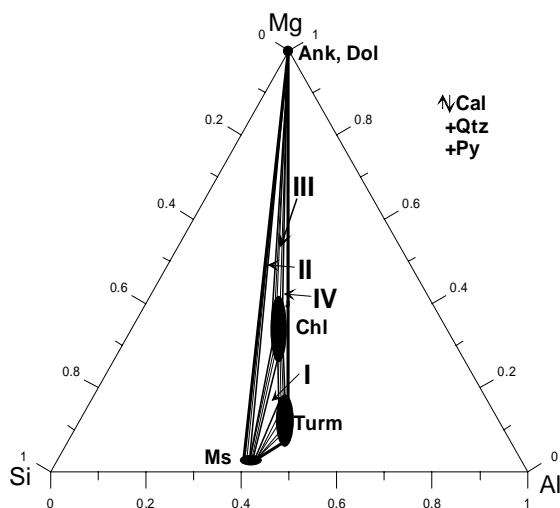
Северо-западная тектоническая зона (ТЗ-2) параллельна контакту архейских и палеопротерозойских пород и захватывает все месторождение, что фиксируется по преобладающей северо-западной ориентировке сланцеватости пород. Наиболее интенсивно рассланцевание проявлено в архейских породах вдоль контакта, лишь частично захватывая породы палеопротерозоя. Помимо рассеянной пиритовой минерализации, развитой на всем изученном участке, с формированием ТЗ-2, вероятно, также было сопряжено становление золотосодержащих жил двух типов. Пирит-карбонат-турмалин-кварцевые жилы имеют мощность в раздувах до 2,0 м и встречаются в метабазах западной части участка. В северной части встречается четкообразные жилы пирит-мусковит-кальцит-хлорит-кварцевого состава мощностью до 0,3 м в раздувах. В центральной части участка область сочленения ТЗ-1 и зоны интенсивного рассланцевания ТЗ-2 по контакту пород ятулия и лопия характеризуется максимальной рассланцованностью пород, совпадающей с ориентировкой ТЗ-2 (аз. пр. 325-330).

Судя по имеющимся геолого-структурным наблюдениям, можно предположить более раннее образование ТЗ-1 по сравнению с ТЗ-2. В частности, на это указывает практически неизменное простирание сланцеватости, отвечающее ориентировке ТЗ-2. Будинаж кварцевых жил, маркирующих границу ТЗ-1, вероятно, также происходил во время заложения ТЗ-2 и сопровождался формированием характерной для нее минеральной ас-

социации. Можно говорить также, что обе системы тектонических зон формировались не ранее палеопротерозойского времени. Это совершенно очевидно для ТЗ-2, и может быть обосновано для ТЗ-1 присутствием сопряженных с ней кварцевых жил в палеопротерозойских метапесчаниках. Судя по ориентировкам золоторудных жил и аналогичному минеральному составу жил и метасоматитов, можно предположить их взаимосвязь с региональным сдвиговым нарушением северо-западного простирания (ТЗ-2), наложенным как на архейские, так и на палеопротерозойские породы.

Метасоматиты в пределах месторождения, вероятно, сопряжены с заложением ТЗ-2 и развиты как по архейскому, так и по палеопротерозойскому субстрату. Они представлены серицит-хлоритовым и березитовым типами и сложены кварцем, серицитом (мусковит), хлоритом (рипидолит, пикнохлорит, диабантит) и карбонатом (кальцит, доломит, анкерит), часто со значительным количеством пирита и турмалина (шерл-дравит с малой долей увитовой составляющей). Среди рудных и аксессуарных минералов отмечаются: халькопирит, магнетит, сфалерит, золото, гематит, апатит, рутил, циркон и сфен.

По минеральному составу можно выделить три метасоматические ассоциации (рис.1). (1) Пиритсодержащая турмалин-хлорит-кальцит-мусковит-кварцевая ассоциация (березитовый тип) распространена в метапесчаниках ятулия. (2) Пирит-турмалин-хлорит-мусковит-кварцевая ассоциация (серицит-хлоритовый тип) локализована вдоль контакта и приурочена к зоне интенсивного рассланцевания. (3) Пирит-доломит-анкерит-кальцит-хлорит-кварцевая ассоциация (березитовый тип) развита по породам лопия. В метасоматитах этой ассоциации практически не встречается турмалин, который установлен здесь только в жилах (кварц-турмалиновой и золоторудных турмалин-хлорит-карбонат-кварцевых). Между (2) и (3) ассоциациями выделяется переходная зона (3') с пирит-доломит-кальцит-хлорит-мусковит-кварцевой ассоциацией, в которой располагается золоторудная минерализация.



Важно отметить, что на удалении от контакта (ассоциация (3)) для метасоматитов характерно появление анкерита с доломитом и исчезновение мусковита с турмалином (рис.2). Для метасоматитов (1) и (2) ассоциаций характерны хлорит и турмалин более магнезиального состава и мусковит с менее глиноземистым составом, чем для (3') и (3) ассоциаций.

Разделение метасоматитов по минеральным парагенезисам на три ассоциации подтверждается петрогеохимическим анализом пород. Для (1) ассоциации характерно обогащение SiO_2 (65-80 вес.%), K_2O (3-6 вес.%) Рис.2. Диаграмма состав-парагенезис. I – Turm и обеднение TiO_2 (0,1-0,5 вес.%), FeO (2,5-4,5 -Chl-Ms-Qtz-Py±Cal парагенезис характеризует вес.%), MgO (2-4 вес.%). (3) ассоциация (1) и (2) метасоматические ассоциации, характеризуется более низким содержанием II -Dol-Chl-Ms-Qtz-Py±Cal парагенезис SiO_2 (45-60 вес.%), K_2O (до 1,5 вес.%) и более характеризует (3') ассоциацию, III и IV – высоким TiO_2 (0,8-1,2 вес.%), FeO (в среднем Dol-Ank-Chl-Ms-Qtz-Py±Turm±Cal па-

рагенезис 10-17 вес.%), MgO (8-13 вес.%). Метасоматиты характеризует (3) ассоциацию. (2) ассоциации по некоторым элементам занимают промежуточное положение (по FeO, MgO и др.), а по другим аналогичны метасоматитам (1) ассоциации. Такие элементы, как As, Mo, Zr, Th, U, появляются в значимых количествах лишь в этой ассоциации. Все повышенные содержания золота приурочены к переходной (3') ассоциации, а также к жилам выполнения в западной части месторождения. В то же время, в наших пробах максимальное содержание золота – 6,84 г/т обнаружено в базальном горизонте метаконгломератов ятулия.

Таким образом, различия в минеральном составе метасоматитов, химическом составе слагающих их минералов и, следовательно, в химическом составе метасоматитов (2) и (3) ассоциации отражают бимодальность химического состава архейского субстрата, представленного туфами риодацитового состава и базальтами, соответственно. Отметим, что золото приурочено, главным образом, к породам переходной (3') ассоциации, которые развиты по метабазитам вблизи контакта с кислыми туфами.

Золоторудные жилы характеризуются теми же минеральными парагенезисами и химическими составами минералов, что и вмещающие их метасоматиты. Следовательно, можно говорить о генетической связи золоторудной минерализации и гидротермально-метасоматического процесса, который, в свою очередь, связан с наиболее поздними тектоническими подвижками северо-западной ориентировки (ТЗ-2).

Оценка температуры формирования метасоматитов проводилась по хлоритовому геотермометру (Cathelineau, Nieva, 1985) и результатам изучения газово-жидких включений в кварце. Они свидетельствуют о протекании гидротермально-метасоматического процесса в пределах месторождения в интервале 220-280°C.

Таким образом, можно полагать, что и архейский, и палеопротерозойский субстрат были охвачены единым процессом гидротермально-метасоматического преобразования, приведшим к полному замещению пород и формированию золоторудных зон. По полученным данным, месторождение Педролампи следует относить не к стратиформному (как считалось до сих пор (Михайлов и др., 2005)), а к мезотермальному типу золоторудных месторождений. Судя по геолого-структурным характеристикам, гидротермально-метасоматический процесс контролировался тектоническим нарушением северо-западного простирания (ТЗ-2). Следовательно, возраст золоторудной минерализации следует относить, по крайней мере, к позднему палеопротерозою.

Возраст метасоматитов определялся с помощью Rb-Sr изотопно-геохронологического исследования. Один из исследуемых образцов (турмалин-хлорит-кварц-серицитовый сланец) был отобран из (2) ассоциации, наиболее приближенной к контакту. Точки мусковита, хлорита и турмалина дают изохрону с возрастом 1732 ± 12 млн. лет, СКВО = 1.9. Для образца из золоторудной жилы (из (3')) ассоциации) пирит-мусковит-кальцит-хлорит-кварцевого состава точки кальцита, хлорита, мусковита и валового состава породы дают изохрону с возрастом 1717.1 ± 9.6 млн. лет, СКВО = 0.22. Таким образом, полученный возраст можно интерпретировать как время последнего гидротермально-метасоматического процесса и, соответственно, либо время самого золоторудного процесса, либо время переотложения более ранних рудных концентраций.

Полученный возраст формирования метасоматитов около 1720 млн. лет не характеризуется проявлением каких-либо процессов магматической активности в Карелии. Природа флюида, скорее всего, была метаморфогенной. В частности, на это указывают составы турмалинов из метасоматитов, которые типичны именно для турмалинов, образующихся в метаморфогенных процессах.

Выводы, полученные нами при геолого-структурных, минералогических, петрогеохимических и изотопных исследованиях пород месторождения Педролампи хорошо согласуются между собой и заставляют существенным образом пересмотреть имеющиеся на данный момент представления. В результате исследования получены новые данные, которые позволяют относить месторождение к мезотермальному типу, установлен палеопротерозойский возраст процесса рудообразования и предполагается метаморфогенный источник тепла и флюида.

ЛИТЕРАТУРА

- Кожевников В.Н., Голубев А.И., Рыбаков С.И., 1998. Геология и полезные ископаемые Карелии, выпуск 1, с. 5-23.
- Кулешевич Л.В., 1992. Метаморфизм и рудоносность архейских зеленокаменных поясов юго-восточной окраины Балтийского щита. Петрозаводск, 267 с.
- Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Носова А.А., 2004. Доклады РАН. 2004. Т. 296. № 2. С.1-5
- Михайлов В.П., Леонтьев А.Г. и др. Минерально-сырьевая база республики Карелия. Книга 1., Петрозаводск "Карелия", 2005.
- Cathelineau M., Nieva D. 1985. // Contrib. Mineral. Petrol. 100, 418-428
- Herrington R.J., Evans D.M., Buchanan D.L., 1997. Greenstone belts: Metallogenic aspects // In Ed. de Wit M.J. and Ashwal L. Greenstone belts. Clarendon Press – Oxford. P. 176-220
- Lobach-Zhuchenko S.B., Chekulaev V.P., Ivanikov V.V., Kovalenko A.V., Bogomolov E.S., 2000 // In A.Kremenetsky, B.Lehmann and R.Seltmann (Eds) "Ore-bearing granites of Russia and adjacent countries", IMGRE Moscow, Russia, p. 193-211.
- O'Brien H.E., Nurmi P.A., Karhu J.A. 1993. // Geological Survey of Finland, Special Paper. V. 17. P. 291-306

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГРАНИТОИДОВ МУРМАНСКОГО ДОМЕНА

Турбина Н.Г., Козлова Н.Е., Нерович Л.И.
АФ МГТУ, *Anatmyt*, *Nadego1@narod.ru*

Мурманский домен занимает крайнее северо-восточное положение на Балтийском щите. Он имеет удлиненную форму, вытянутую в северо-западном направлении и прослеживается от государственной границы с Норвегией до устья реки Поной на площадь примерно 30000 км². Внутри домена выделяют следующие сегменты: западные (Титовский, Урагубский), центральные (Териберский, Вороньинский), восточные (Иоканьгский, Лумбовский, Усть-Понхойский) (Ветрин, 1984).

Район Иоканьги сложен гранитоидами, среди которых выделяются плагиограниты, плагиомикроклиновые и микроклиновые граниты, содержащие многочисленные ксенолиты более древних пород – метабазитов (Ветрин, 1984, Мирская, 1960).

Структура плагиогранитов первично магматическая, гипидиоморфнозернистая, а также бластокластическая (гранобластовая) структура. Крупные призматические зерна плагиоклаза испытывали перекристаллизацию по границам зерен и по трещинкам с образованием мелких полигональных зерен и выделением среди них к/з эпидота и голубоватого амфибола. Эпидот выделяется также в центре зерен плагиоклаза, повторяя

двойниковые полосы. В тектонических зонах среди плагиогранитов отмечается постепенные переходы от амфиболитизированных плагиогранитов до, практически, амфиболитов, в которых видны реликтовые крупные зерна плагиоклаза, мелкозернистые межзерновые участки гранобластовой структуры и интенсивное развитие в них, кроме эпидота, звездчатого амфибола. В микроклинизированных плагиогранитах наблюдаются порфировидные, гипидиоморфнозернистые и гранобластовые (бластокатакlastические) структуры, развитие микроклина в дробленных и перекристаллизованных участках между крупными зернами плагиоклаза. Наблюдается замещение плагиоклаза микроклином.

Микроклиновые граниты часто имеют порфировидную структуру с крупными вкрапленниками микроклина, окруженными мелкими зернами микроклина и плагиоклаза с мирмекитами.

В ксенолитах метабазитов не отмечается первичномагматических структур, они представлены амфиболитами по диоритам и метабазитам и гнейсами. Обломки имеют округлую и линзовидную форму, часто вытянуты согласно с линейностью (Рис. 1, А).

Точки химических анализов пород Йоканьгского сегмента на классификационной диаграмме уровня родов и индивидов для кварцнормативных «плутонических» пород Fe-Mg отряда (Дубровский, 2002) попадают в поле микроклин-плагиоклазовых гранитов и гранодиоритов, реже в поля плагиогранитов, тоналитов и плагиоклаз-микроклиновых гранитов пониженной или нормальной щелочности.

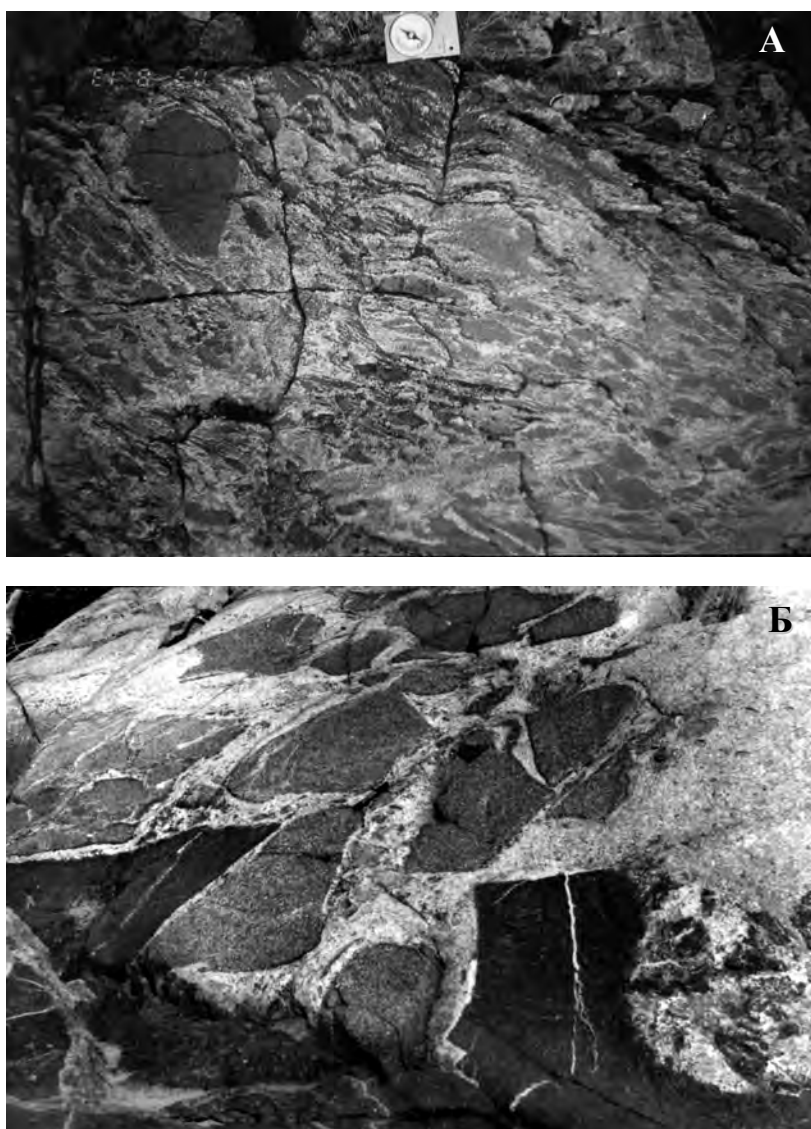


Рис. 1. А – ксенолиты метабазитов Йоканьгского сегмента, Б – ксенолиты метабазитов Териберского сегмента.

В пределах Териберского сегмента выделяют пироксеновые диориты и эндербиты, плагиограниты и микроклинизированные плагиограниты и микроклиновые граниты. На контакте с породами зоны Колмозеро-Воронья отмечается массив эндербитов, относимых ранее к наиболее древним формациям Кольского полуострова. В гранитоидах отмечаются также включения тел основных пород, сложенные амфиболитами, кварцодержащими амфиболитами, метагаббро, метагабброноритами.

Породы Териберского сегмента рассланцованы в значительно меньшей степени, чем породы Йоканьгского. Диориты сложены зернами плагиоклаза, кварца, амфибола, магнетита, циркона, апатита. Наблюдаются реликты клинопироксена и, редко, ортопироксена. Структура пород гипидиоморфнозернистая. Гранобластовые и бластокатакlastические структуры тут редки. Плагиоклаз частично серицитизирован. Клинопироксен сохраняется в реликтах, он практически весь замещен зернами роговой обманки, которая имеет окраску от бурой до голубовато-зеленой, что отражает различные стадии диафторических преобразований. Из акцессориев отмечаются циркон, алланит и апатит.

Микроклинизированные плагиограниты сложены зернами плагиоклаза, кварца, микроклина, амфибола, магнетита, циркона. Микроклин здесь ксеноморфный, располагается в интерстициях между зернами плагиоклаза и, иногда, развивается по плагиоклазу (Иногда в зернах микроклина видны реликты плагиоклаза). В зернах плагиоклаза на границе и микроклином присутствуют мирмекиты. В зонах эпидотизации наблюдается развитие мелких идиоморфных зерен эпидота по плагиоклазу, реже встречается клиноцистит с характерной индигово-синей окраской. Наблюдаются ситовидные сростки голубовато-зеленой роговой обманки с кварцем, образовавшиеся, очевидно в результате диафторических процессов по бурой роговой обманке.

Ксенолиты в гранитоидах этого сегмента имеют угловатую форму (Рис. 1Б), в них сохраняются первичномагматические минералы и они представлены метагabbро, метагabbроноритами, а также амфиболитами по ним.

Точки химических анализов пород Териберского сегмента на классификационной диаграмме уровня родов и индивидов для кварцнормативных «плутонических» пород Fe-Mg отряда (Дубровский, 2002) попадают в поля гранодиоритов и микроклиновых-плагиогранитов, частично в поля лейкогранитов, монцодиоритов, диоритов и кварцевых диоритов, низкой и нормальной щелочности ($K(Al) \text{ alk} = \pm 1$). По железистости гранитоиды попадают большей частью в поля лейкократовых и меньшей степени мезократовых гранитоидов.

В Урагубском сегменте петрографические разновидности гранитоидов варьируют от плагиогранитов до микроклиновых гранитов, как и в предыдущих сегментах, но в значительно большей степени рассланцованы и в основной своей массе превращены в гранитогнейсы и гнейсы. Здесь наблюдаются выходы отдельных петрографических разновидностей гранитоидов – (отмечены переходы от плагиогранитов к микроклиновым гранитам, схожими с гранитоидами Териберского района). Среди гранитоидов отмечаются реликтовые участки, сложенные эндербитами. Петрографически гранитогнейсы сложены зернами плагиоклаза, в эндербитах – орто- и клинопироксена, кварца, биотита, мусковита, реже хлорита и граната. Зерна плагиоклаза в разной степени серицитизованы и сосюритизованы. Структура пород гипидиоморфнозернистая, бластокатакlastическая, участками гранобластовая, реже милонитовая. В гранитах часто наблюдаются зоны катаклаза, деформация полисинтетических двойников и перекристаллизация с краев крупных зерен микроклина, плагиоклаза и кварца.

Вблизи с зоной Колмозеро-Воронья гранитоиды наиболее интенсивно тектонизированы и превращены в гранитогнейсы и гнейсы, образовавшиеся в гранитоидах локально по дискретным тектоническим зонам.

В гранитоидах Урагубского сегмента отмечены многочисленные крупные (до сотен метров) и мелкие (сантиметры и первые метры) ксенолиты, сложенные Grt-Bt, Grt-Musk и Bt гнейсами, реже амфиболитами (Рис. 2).

При этом в крупных ксенолитах, расположенных в массивных плагиогранитах, наблюдается своя полосчатость, развитие тонких гранитных прожилков параллельно этой полосчатости. Гнейсы ксенолитов представлены биотитовыми, гранат-биотитовыми, гранат-мусковитовыми разностями, в различной степени диафторированными. Структура пород порфиробластовая, гранобластовая, лепидогранобластовая.

Точки химических анализов пород Урагубского сегмента на классификационной диаграмме уровня родов и индивидов для кварцнормативных «плутонических» пород Fe-Mg отряда (Дубровский, 2002) попадают в поля микроклин-плагиоклазовых гранитов, гранодиоритов и плагиогранитов пониженной и нормальной щелочности.

Таким образом, породы Йоканьгского, Титовского и Урагубского сегментов характеризуются одним и тем же составом и никаких существенных отличий между различными сегментами не выявлено. В то же время гранитоиды этих сегментов в различной степени тектонизированы, степень тектонизации пород увеличивается в направлении от Териберского сегмента к его границе с зоной Колмозеро-Воронья и в обе стороны по направлению к Урагубскому и Йоканьгскому сегментам. Ксенолиты Териберского сегмента также наименее изменены и сохраняют первично магматические структуры, в отличие от ксенолитов других сегментов.



Рис.2. Ксенолит биотитового гнейса в плагиограните Урагубского сегмента.

ЛИТЕРАТУРА

- Ветрин В.Р. Гранитоиды Мурманского блока.
Мирская Д.Д. К вопросу о происхождении порфиробластических микроклиновых гранитов на северо-востоке Кольского полуострова (район Гремиха-Йоканьга) // Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Вып. 2. Л., Изд. АН СССР, 1960. С. 29-37.
Дубровский М.И. Комплексная классификация магматических горных пород. Апатиты: Изд. КНЦ РАН. 2002. 234 с.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СОСТАВ ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА ЧЕКА

Фурина М.А.

МГУ, Москва, maria_furina@mail.ru

Материал для данной работы был собран в полевой сезон 2005 года в Аркаимской партии геологического факультета МГУ на Южном Урале. Партия проводит геологическое доизучение масштаба 1:200 000 листа N-40-XXXXVI.

Целью данной работы было изучение геологического строения и состава Чекинского массива.

Гора Чека, наивысшая точка Малочекинского хребта, высотой 558 м расположена в пределах Восточномагнитогорской зоны, в северо-западной части листа N-40-131, географически на юге Челябинской области. Субстратом поднятия является сложно построенный гранитоидный массив, вытянутый в меридиональном направлении согласно с общим простираем вмещающих вулканогенно-осадочных пород греховской и березовской свит нижнего карбона. Форма интрузива в плане неправильно овальная ширина ~ 1,5 км, длина – 6,5 км. Возраст пород Чекинского массива разными исследователями трактуется по-разному (от раннего карбона до поздней перми). В целом возраст массива на геологической карте показан пермским.

Массив сложен породами двух интрузивных фаз, причем для гранитоидов характерна антидромная последовательность внедрения. К первой фазе внедрения относятся щелочные граниты и щелочные граносиениты, ко второй – щелочные сиениты. Для каждой интрузивной фазы характерны свои дайки первого этапа: риолитов и кварцевых сиенитов соответственно. Выделяются также глубинные дайки базальтов, так называемые дайки второго этапа. Преобладающими являются породы первой интрузивной фазы, они распространены по всей площади массива. Основную часть интрузива занимают средние и крупнозернистые щелочные граниты, в меньшей степени распространены мелкозернистые разновидности, слагающие полосы эндоконтактов массива в юго-западной и северо-восточной его части. Щелочные граносиениты расположены преимущественно на юге интрузива и почти в центре, в виде полосы юго-восточного простирания. Отдельные небольшие выходы щелочных сиенитов наблюдаются по всей площади массива, но в основном в центральной его части. Дайки первого этапа различного простирания располагаются в центре и юге массива. Глубинные дайки базальтов преимущественно северо-восточного простирания расположены в южной части интрузива.

Для выяснения морфологии массива в разрезе использовались геофизические данные, в качестве основы была взята карта магнитных аномалий 1:200 000 масштаба (данные аэромагнитной съемки, ОАО «Челябинскгеолсъемка»). В ходе работы была измерена магнитная восприимчивость основных разновидностей пород массива. Колебания значений составили от 1,3 до $15,8 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ, среднее значение – $5,86 \cdot 10^{-6}$ ед. СИ. Интерпретация аномалий магнитного поля проводилась по 4 широтным профилям, построенным через разные участки массива, с помощью программы T_{m2} (автор – зав. кафедрой геофизики геологического факультета МГУ, профессор А.А. Булычев). Сложность интерпретации заключалась в том, что: (1) ороговикованные породы березовской свиты, в западном экзоконтакте массива, имеют магнитную восприимчивость близкую к граносиенитам; (2) вулканы греховской свиты, в восточном экзоконтакте массива, возможно, имеют обратную намагниченность; (3) Чекинский массив хорошо выражен в рельефе, вследствие чего при интерпретации пришлось учитывать рельеф.

Как показывают расчеты, конфигурация аномалий, скорее всего, объясняется погружением восточного тектонического контакта массива под углом ~ 50°, на запад. При этом западный контакт массива (нормальный интрузивный) погружается так же на запад, но под более крутым углом. Массив в разрезе имеет удлиненную форму и вероятней всего на глубину выклинивается.

В результате петрографических исследований было выделено три группы пород: щелочные граниты, щелочные граносиениты и щелочные сиениты. Щелочные граниты и граносиениты – это породы с графической структурой; в зависимости от темногоцветного минерала очень четко выделяются рибекитовые, эгириновые и рибекит-эгириновые разновидности. Щелочные сиениты – породы с порфировидной структурой, темногоцветные представлены рибекитом, эгирином и биотитом.

Для выяснения особенностей химического состава пород массива были сданы пробы на силикатный анализ и анализы на редкоземельные и рассеянные элементы.

По результатам силикатных анализов были построены диаграммы соотношения оксидов (рис. 1), из которых видно, что в гранитоидах Чекинского массива содержание калия увеличивается с увеличением кислотно-

сти, с натрием ровно противоположная картина, при общем высоком содержании щелочей. Отношения содержания оксида калия к оксиду натрия в основном меньше 1, причем с увеличением кислотности увеличивается роль калия и постепенно он становится преобладающим, что вероятно связано с увеличением роли калиевого полевого шпата. На диаграмме соотношения содержания оксида калия и оксида титана видно, что в целом они связаны отрицательным трендом, однако здесь четко выделяются 3 группы пород, возможно соответствующие фазам внедрения. Первая группа это высококалиевые и низко титанистые разности соответствующие щелочным гранитам и граносиенитам; вторая – щелочные сиениты с четким отрицательным трендом и третья – высокотитанистые и низкокалиевые дайки. На всех диаграммах очень четко обособляются дайки базальтов, которые вероятно относятся к глубинными дайками позднего внедрения ("дайки 2 этапа"). Вместе с тем, кислые дайки и дайка кварцевых сиенитов четко вписываются в общую петрохимическую картину.

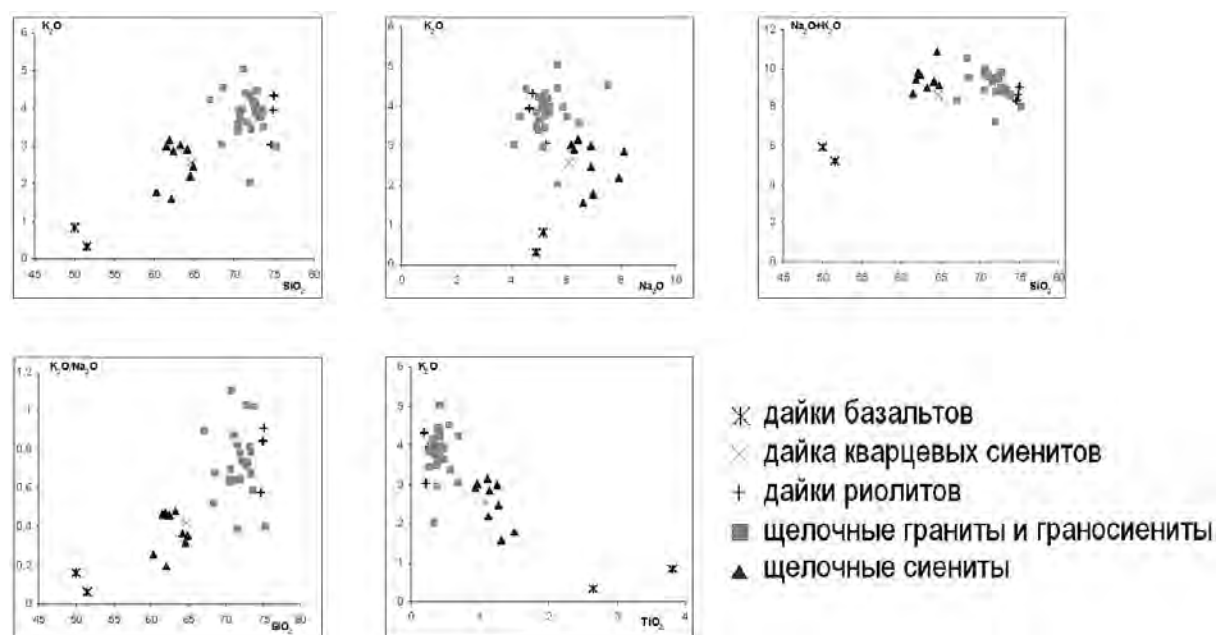


Рис. 1. Диаграммы соотношения оксидов для гранитоидов Чекинского массива

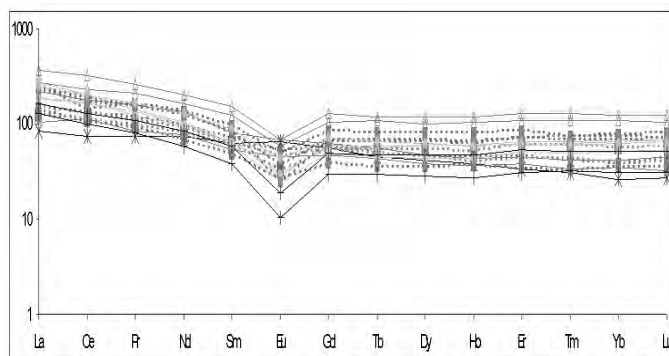


Рис. 2. Распределение РЗЭ для гранитоидов Чекинского массива (нормировано по хондриту C_1)

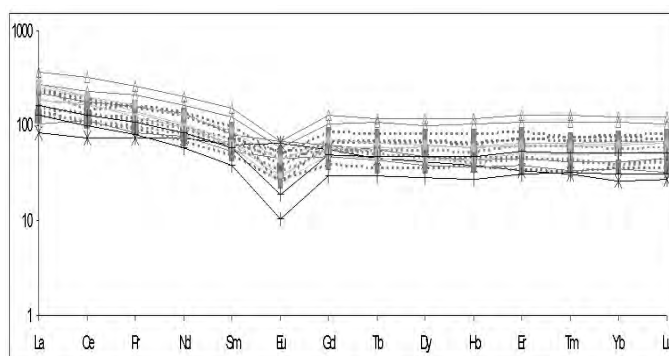


Рис. 3. Спайдерграмма для гранитоидов Чекинского массива (нормировано по N-type MORB).

1 – базальт; 2 – сиенит; 3 – гранит; 4 – граносиенит; 5 – риолит; 6 – нижняя кора; 7 – верхняя кора

Из диаграммы распределения РЗЭ (рис. 2.) видно повышенное содержание тяжелых элементов (на порядок) и небольшой европиевый минимум. Что касается минимума, то он связан с фракционированием плагиоклаза, а вот повышенное содержание тяжелых элементов указывает на обогащенный источник. Это подтверждает и спайдерграмма (рис 3.). Для гранитоидов Чекинского массива концентрации микроэлементов с большими ионными радиусами и легких лантаноидов примерно соответствует их содержаниям в верхней коре. Содержание высокозарядных и тяжелых редкоземельных элементов существенно превышает их концентрации в верхней коре. Для базальтов отличительной особенностью является близкое к нижней коре содержание элементов с высокими ионными радиусами, а в остальном графики примерно совпадают. На диаграмме четко выделяется стронциевый минимум, он связан с небольшим содержанием плагиоклаза, так как в породах Чекинского массива много калинариевого полевого шпата. В целом конфигурация графиков гранитоидов чекинского комплекса повторяет график верхней коры, но при этом располагается почти на порядок выше. Это все свидетельствует о том, что щелочные гранитоидные расплавы имели существенно обогащенный коровый источник, который претерпел предварительную флюидальную подготовку со значительным привнесом калия и высокозарядных элементов. На классификационной диаграмме по Дж. Пирсу точки составов гранитоидов Чекинского массива практически полностью ложатся в поле гранитов активных континентальных окраин. На диаграммах соотношений Nb-Zr; Y-Zr прослеживается единый четкий тренд, что свидетельствует о едином источнике вещества для всей серии горных пород.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы: (1) Массив Чека сложен щелочными гранитоидами двух фаз внедрения: первая – щелочные граниты и граносиениты и вторая – щелочные сиениты. Дайки первого этапа имеют обе фазы внедрения, они представлены риолитами и кварцевыми сиенитами. Дайки второго этапа представлены высокотитанистыми базальтами (до трахибазальтов). Преобладает первая интрузивная фаза. (2) Отличительной чертой первой интрузивной фазы является достаточно четкое разделение эгириновых, рибекитовых и эгирин-рибекитовых разностей, в щелочных сиенитах второй фазы такое разделение провести трудно. (3) Массив имеет клинообразную форму, наклоненную на запад и вероятно, с глубиной выклинивается. (4) Для гранитоидов Чекинского массива характерен единый сильно обогащенный коровый источник.

АНДЕЗИТОБАЗАЛТЫ ЦЕОЛИТОВОЙ ФАЦИИ НИЗКОГРАДНОГО МЕТАМОРФИЗМА (НА ПРИМЕРЕ ЭФФУЗИВОВ БОЛГАРИИ)

Шанина В.В.
МГУ, Москва, viosha@mail.ru

Огромные площади на всех континентах мира занимают базальты, они составляют более 75 % от всех вулканических образований. Более 1 миллиона лет (в большинстве случаев), данные породы не подвергаются вторичным преобразованиям (за исключением гипергенных и локальных гидротермальных процессов), но затем, в зависимости от тектонической динамики развития той или иной территории, эффузивные толщи погружаются вглубь земной коры, где подвергаются воздействиям температуры, давления и воды. Выделяется несколько этапов преобразования, первым из которых является низкоградный метаморфизм. Он наиболее широко распространен в земных недрах, охватывая значительные территории Камчатки, Кавказа, Крыма, практически все базальты Сибирской платформы. Определены температуры и давление при которых происходят преобразования первичных минералов во вторичные, определены типы и название этих минералов.

Но в то же время, еще очень много нерешенных вопросов: где и как происходят первые преобразования и в каком порядке, на каком расстоянии от зон активного движения термальных вод наблюдаются изменения в минералогии базальтов и какие зоны при этом образуются, какие минералы первыми начинают реагировать на внешние воздействия, какие формы и структуры образуют вторичные минералы, насколько активно все эти процессы влияют на изменение физико-механических свойств исходных пород.

В большинстве случаев массивы эффузивных пород, доступные для изучения, или еще не подверглись изменениям или наоборот уже полностью изменены. В данной же работе представилась уникальная возможность изучения первых преобразований, происходящих в массиве андезитобазальтов под влиянием низкоградного метаморфизма, когда в породе только начинают образовываться первые вторичные минералы - цеолонит, цеолиты, кремнистые минералы.

На Юго-востоке Болгарии находится карьер Груево, в котором разрабатывают андезитобазальты для выработки щебенки. Карьер заложен в слоистой пачке вулканитов состоящей из 7-9 потоков, нижний из которых и разрабатывается на щебенку. Вскрывается не вся мощность пачки, а всего 60 метров. Потоки смяты в пологие складки (углы наклона от 5 до 15 градусов). Контакт с подстилающими породами не виден. Выработано 3 мощных уступа длиной по 300 метров и высотой метров 10-12. Образцы для работы отобраны в самом

нижнем уступе, чтобы исключить влияние процессов выветривания на изменение физико-механических свойств. Породы имеют палеогеновый возраст, и их только-только коснулись первые преобразования низкоградного метаморфизма, выразившиеся в широком и интенсивном развитии по трещинам вторичных минералов отвечающих этому этапу.

Макроскопически в исследованных образцах четко выделяются три зоны (наименее измененные андезитобазальты – зона «А», наиболее измененные – зона «Б» и зона «В», сложенная вторичными минералами (селадонит, халцедон и цеолиты (клиноптилолит, морденит)), а в некоторых случаях даже удалось выделить подзоны («Б1» и «Б2», «В1» и «В»). Как эталон исходных андезитобазальтов из образца, отобранного наиболее далеко от трещин, по которым и происходят основные преобразования, была выделена зона «О», которая имеет черный цвет и внешне ничем не отличается от зоны «А». В целом и микроскопически все андезитобазальты (зоны «О», «А» и «Б») одинаковы: структура породы порфировая, вкрапленники представлены основным плагиоклазом (который преобладает), ромбическим (гиперстен) и клинопироксеном (авгит). Пироксены микротрещиноваты. Наблюдаются 2 поколения плагиоклазов (одни росли быстро и захватывали стекло из расплава, а вторые – «чистые» (росли спокойно). Так же наблюдаются два поколения и титаномagnetита (более мелкие и более крупные кристаллы). В породе встречаются гломеропорфировые вкрапленники с габбровой структурой. Основная масса сложена вулканическим стеклом (содержание 40-60%), плагиоклазами, пироксенами и титаномagnetитом. Вулканическое стекло неоднородно, встречаются более светлые и более темные разности. Структура основной массы гиалопилитовая, с участками интерсертальной. Текстура массивная.

Таблица 1. Физико-механические свойства андезитобазальтов и продуктов их низкоградного метаморфизма

Зона	Плот г/см ³	Плот тв.ч. г/см ³	n, %	по, %	W _г , %	W, %	V _p , км/с	V _{pw} , км/с	V _{pw} -V _p , км/с	R _c , МПа	R _{cw} , МПа	Магн восп, х*10 ⁻³ СИ
О	2,66	2,73	2,7		0,1		5,90			247	266	39
А	2,66	2,74	3,2	0,9	0,1	0,4	5,15	5,65	0,50	152	173	38
Б ₁	2,47	2,70	10,8	6,3	1,4	2,6	4,00	4,40	0,40	83	65	41
Б ₂	2,44	2,73	11,4	7,5	0,9	3,1	3,95	4,25	0,30	70	59	40
В ₁	2,36	2,50	6,0	1,5	0,4	0,6	3,75	4,60	0,85	160		0
В	2,01	2,24	11,0	3,6	0,7	1,8	3,65	4,00	0,35	41	81	0

Проведенное изучение физических и физико-механических свойств выявило значительные изменения многих показателей по зонам (Таблица 1), которые очень хорошо отражаются на построенных в программе «Статистика» графиках (рис. 1,2). Более детальное микроскопическое изучение позволило выяснить с чем это связано: первым подвергается вторичным преобразованиям вулканическое стекло (более темная, возможно более основная, разность) и уже в зоне «А» встречаются участки, замещенные селадонитом. В результате существенно снижается прочность породы и скорость прохождения упругих волн, но при этом не изменяется плотность и внешне порода выглядит неподдавшейся преобразованиям. Зона «Б» - наиболее измененные андезитобазальты: продолжается дальнейшее преобразование стекла, а также замещение селадонитом ромбопироксенов и выщелачивание, в результате чего эта зона обладает наибольшими показателями пористости, происходит дальнейшее снижение других показателей (плотности, скоростей прохождения продольных волн, прочности). Зона «В», сложенная вторичными минералами, подразделяется на две подзоны, из которых «В1» отличается большими значениями плотности, прочности, скоростями упругих волн, но пористость, гигроскопическая влажность и водонасыщенность ниже, чем во второй подзоне, это связано с их минеральным составом, в первом случае: селадонит и халцедоны, а также окварцевание, что отражается в высоких показателях прочности на одноосное сжатие, а значительную часть подзоны «В» представляют цеолиты, что сразу же сказывается на всех свойствах.

Таблица 2. Химический состав вулканического стекла из зоны «Б1»

	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Fe	O
Исходн. в. стекло	4,97		13,55	27,44	0,65	5,32	0,61	47,47
Изменен. в. стекло	1,75	2,21	9,52	30,01	4,36	2,14	2,77	47,25

Таблица 3. Химический состав ромбопироксенов из зоны «Б1»

Минерал	Mg	Al	Si	K	Ca	Ti	Fe	O
Измен. Ромбо-Рх	7,27	2,58	25,06		13,12		8,62	43,34
Неизм. ромбо-Рх	9,27	2,55	25,81	0,26	10,36	0,22	7,33	44,21

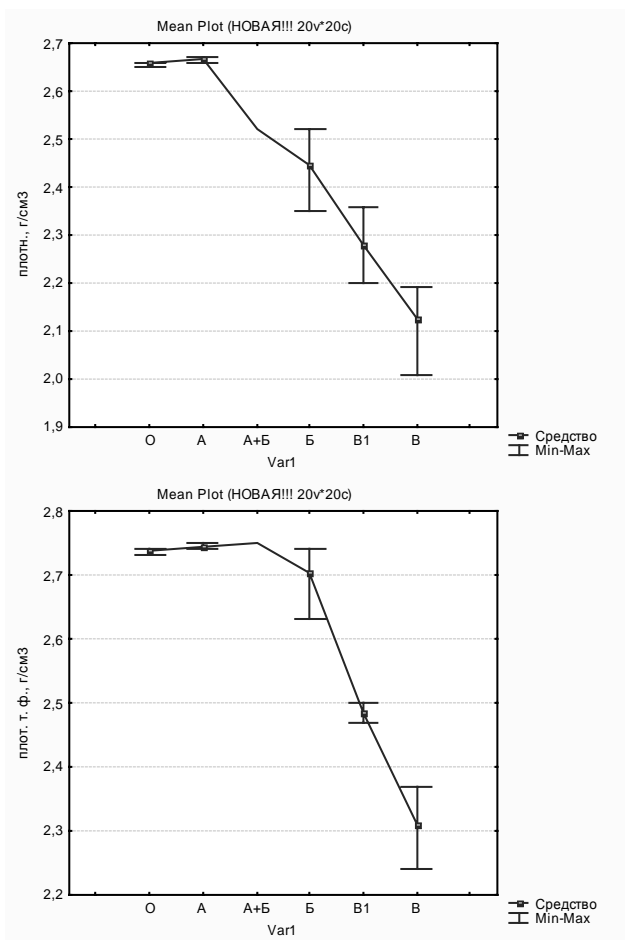


Рис. 1. Изменение значений плотности пород и твердой фазы по зонам.

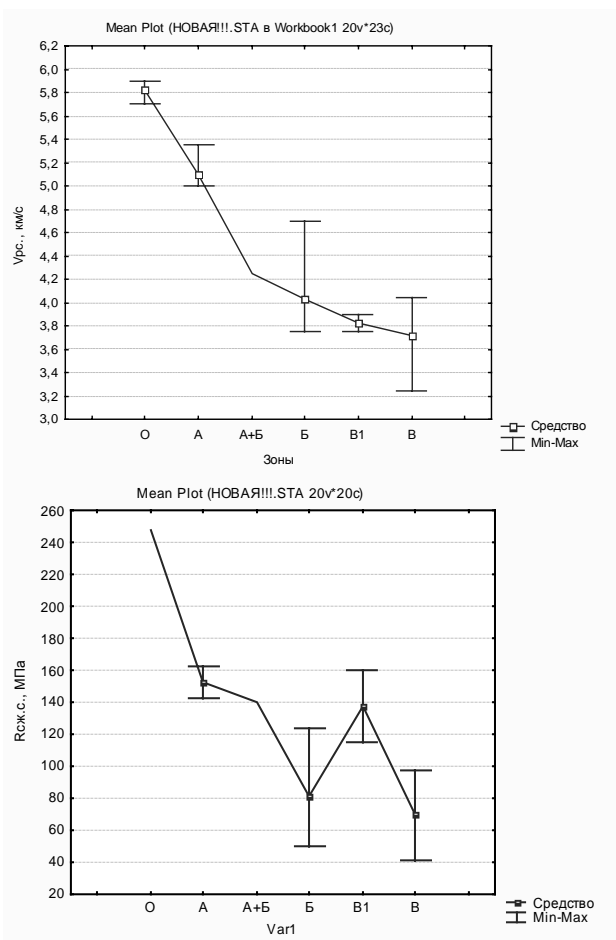


Рис. 2. Изменение скоростей прохождения упругой продольной волны и прочности пород на одноосное сжатие по зонам.

Изменения химического состава, происходящие при низкоградном метаморфизме, изучались на растровом электронном микроскопе LEO 1450, с помощью микрозонда INCA, также с помощью него были сделаны фотографии, на которых видно, что в зоне «Б» участки стекла, как неизменного монолитного, так и с нарушенной структурой, с большим количеством трещин и пустот, замещенного селадонитом, изменяется его состав: снижение содержания натрия, алюминия и кальция, при увеличении железа, магния и калия (Таблица 2). Вынос калия и магния происходит из изменяющихся ромбопироксенов (Таблица 3). Проведенные комплексные исследования показали, что преобразования состава и строения исходных андезитобазальтов под воздействием низкоградного метаморфизма носят зональный характер и приводят к определенным и закономерным изменениям их физико-механических свойств:

1. Первые преобразования состава исходных андезитобазальтов, выражающиеся в замещении вулканического стекла селадонитом, вызывают существенные изменения свойств, снижая скорость прохождения упругих волн и прочность, при этом макроскопически порода выглядит неизменной.

2. Дальнейшие преобразования приводят к значительному изменению первичных минералов и свойств породы. Вулканическое стекло полностью раскристаллизовывается, ромбические пироксены замещаются селадонитом. При этом еще больше снижаются скорости прохождения волн и прочность породы, идет уменьшение значений плотности грунта в целом и твердой фазы. Существенно увеличивается пористость (наибольшие значения из всех зон). Изменения заметны на макроуровне (изменился цвет породы).

3. Вторичные изменения происходят не только на границе с трещинами, но и захватывают прилегающие области мощностью до 5-10 см.

4. В открытых трещинах и образовавшихся пустотах откладывается селадонит, халцедон, растут кристаллы цеолитов (клиноптилолит, морденит). Происходит дальнейшее снижение плотности, скорости продольных волн, прочности.

Автор выражает благодарность научному руководителю Ладыгину Владимиру Михайловичу за помощь в рассмотрении темы; Спиридонову Эрнесту Максовичу за предоставленные образцы; Соколову

Вячеславу Николаевичу и Чернову Михаилу Сергеевичу за помощь в изучении морфологии и состава этих пород.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СТРОЕНИЕ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВОГО КЯБСКОГО МАССИВА (БЕЛОМОРСКИЙ ПОДВИЖНЫЙ ПОЯС)

Юрченко Ю.Ю.

ФГУП ВНИГНИИ им. Карпинского, Санкт-Петербург, yuri_yurchenko@vsegei.ru

Геологическая позиция. Кябский массив расположен в пределах Беломорского подвижного пояса (БПП), вытянутого с северо-запада на юго-восток более чем на 1500 км. В ранней литературе (Геология..., 1960) БПП выделяют как зону развития беломорид, или Беломорский район (блок, мегаблок). По последним данным, БПП представляет собой метаморфический пояс, сложенный серией тектонических покровов, образованных в разных геодинамических обстановках.

Широкое распространение в пределах БПП имеют массивы базит-гипербазитов, приуроченные к замкам разнообразных син- и антиформ, которые в свою очередь приурочены к тектоническим покровам. Становление массивов связано с процессом развития складок, когда их замок является ослабленной зоной. Также нередко наблюдается и возможна трассировка разломов телами базит-гипербазитов. Внедрение тел происходит только после формирования окончательного облика складки, но возможны ситуации, когда складки той же генерации «изгибают», «сносят» тела ранее внедренных базит-гипербазитов (складки-течения). В последнем случае имеет место быть реидная деформация, придающая базит-гипербазитовым телам вид тектонических клиппов.

Для выделения тектонических покровов в раннедокембрийских глубокометаморфизованных и сложно-дислоцированных комплексах необходимо непосредственное выявление и изучение покровного структурного парагенезиса, включающего региональные сместители, ограничивающие покровы, крупные (иногда гигантские) лежачие складки, а также сопутствующие покрообразованию сланцеватые и линейные текстуры, складки послойного сдвигового течения, будинаж и другие структурные формы.

Базит-гипербазиты Кябского массива расположены в зоне регионального несогласия трех покровов – Хетолабинского, Чупинского и Ковдозерского (Ранний..., 2005), которые «падают» в сторону Кандалакшского залива. Ковдозерский покров представлен котозерским подкомплексом и надвинут на Чупинский покров, который в свою очередь лежит на Хетолабинском (рис. 1). Сам массив приурочен ядру синформы, образуемой указанными покровами.

Толщи котозерского подкомплекса, представленные саамско-среднелопийскими мигматит-плагиогранитами и амфиболитами. Ниже по разрезу выделяются среднелопийские сложнодислоцированные гнейсы, гранито-гнейсы и гнейсо-граниты лоухской толщи. Стратификация толщи основана на особенностях состава слагающих ее пород. Средний лопий заканчивается этапом магматизма, продуктом которого является друзитовый боярский комплекс перидотитов, анортозитов и троктолитов. Следующий этап магматизма имел место в раннем протерозое и выразился образованием полярногорского комплекса гранитов и аплитов. Завершающим этапом является процесс пегматитообразования, производные которого объединены в чупинский комплекс. Породы Кябского массива (относимые к серии базит-гипербазитовых малых интрузий куземского комплекса) разные исследователи датируют как позднеархейским, так и раннепротерозойским возрастом.

Строение. Как уже выше указывалось, Кябский массив приуроченный к ядру синформной структуры, лежит в Чупинском покрове, сложенном породами лоухской толщи. Массив представляет собой геологическое тело площадью порядка 1,8 км² неправильной «подковообразной» формы. С северо-восточного фланга массив ограничен региональным сдвигом. Севернее сдвига наблюдаются тела такого же, как Кябский массив, состава и строения, но меньших (на порядок) размеров (рис. 1)

Предположительно массив имеет структуру тектонического клиппа. На западном фланге наблюдаются зоны активного развития динамокластитов (по классификации Кутейникова Е.С. и др. (1994) – в различной степени будинированных и катаклазированных пород). Наличие катаклазитов может говорить о процессе дилатансии пород, который происходит при нагрузке, достигающей предела упругих деформаций. Совокупность геологических данных указывает на начальную стадию формирования мегамеланжа.

Ядерная часть массива сложена гарцбургитами, а периферическая – чередованием гарцбургитовой составляющей с оливиновыми ортопироксенитами, что может быть признаком расслоенности.

Автором составлена схема геолого-ландшафтного дешифрирования композиционного космофотоснимка (рис. 2-А, Б), из которой следует, что условно массив можно разделить на три зоны: «А», «В», «С». Выделение зон основывалось на особенностях геоморфологии и внутреннего строения массива. При сопоставлении уже имеющейся геологической основы и снимка появилась возможность выявить

интересные детали геологического строения массива. Так, из схемы видно, что в строении массива принимают участие 3 генерации разломов, имеющие различные показатели падения и простирания. Разломы 1 порядка являются основными и представляют собой сдвиг-надвиг (рис. 2-А). Разломы 2 порядка, более мелкие, являющиеся своего рода «апофизами» первых, рассекают сам массив непосредственно, и в зависимости от зоны (А, В или С) имеют субгоризонтальное или горизонтальное падение. Так же можно отследить схожесть зон А и С – наличие зон динамокластитов (включая катаклазиты и будинаж), близкие углы простирания разломов. Разломы 3 порядка слабо видны на космофотоснимке и являются скорее всего апофизами тектонических нарушений 2 порядка.

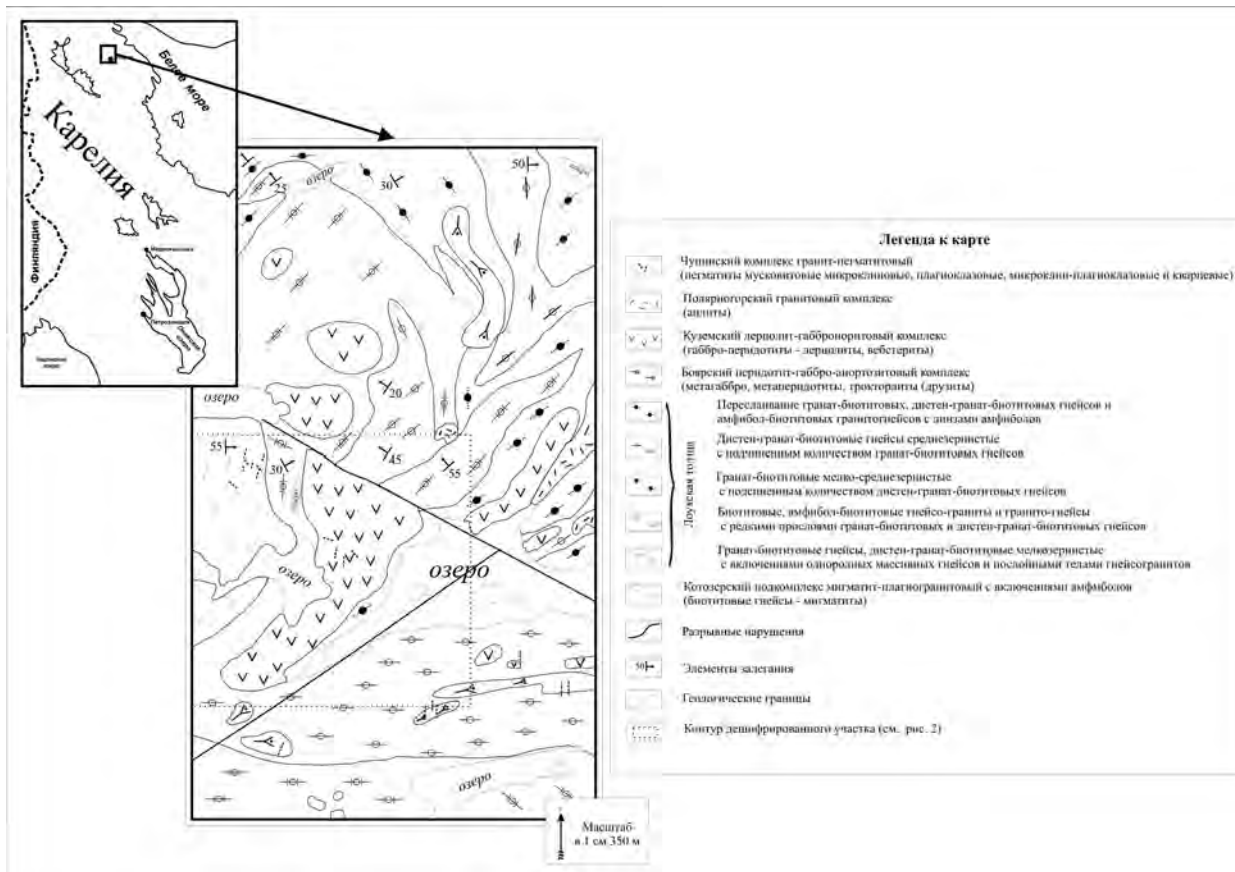


Рис.1. Геологическая карта района Кябского массива. Составил автор (с использованием материалов ООО «ГПП-Геологическая компания», 2005).

При совмещении геологической основы со схемой видно, что вмещающие породы сложнодислоцированы, а разрозненное положение тел базит-гипербазитов объясняется наличием нескольких крупных сдвигов-надвигов и подчиненных им тектонических нарушений более низкого порядка. Можно предположить, что сложнодислоцированная и раздробленная лоухская толща является продуктом активных тектонических воздействий на синформную складчатую область. При «течении» пород лоухской толщи, перед внедрением магмы основного-ультраосновного состава, происходили тектонические процессы, вследствие которых произошло излияние расплавов с дальнейшей кристаллизацией и образованием серии массивов. Образование массивов боярского подкомплекса связано со вторым этапом тектоногенеза и излиянием более основного субстрата. Проявления разновозрастного магматизма неоднократно сопровождалось динамометаморфическими преобразованиями пород. Таким образом, геологическая обстановка района Кябского массива имеет сложное строение.

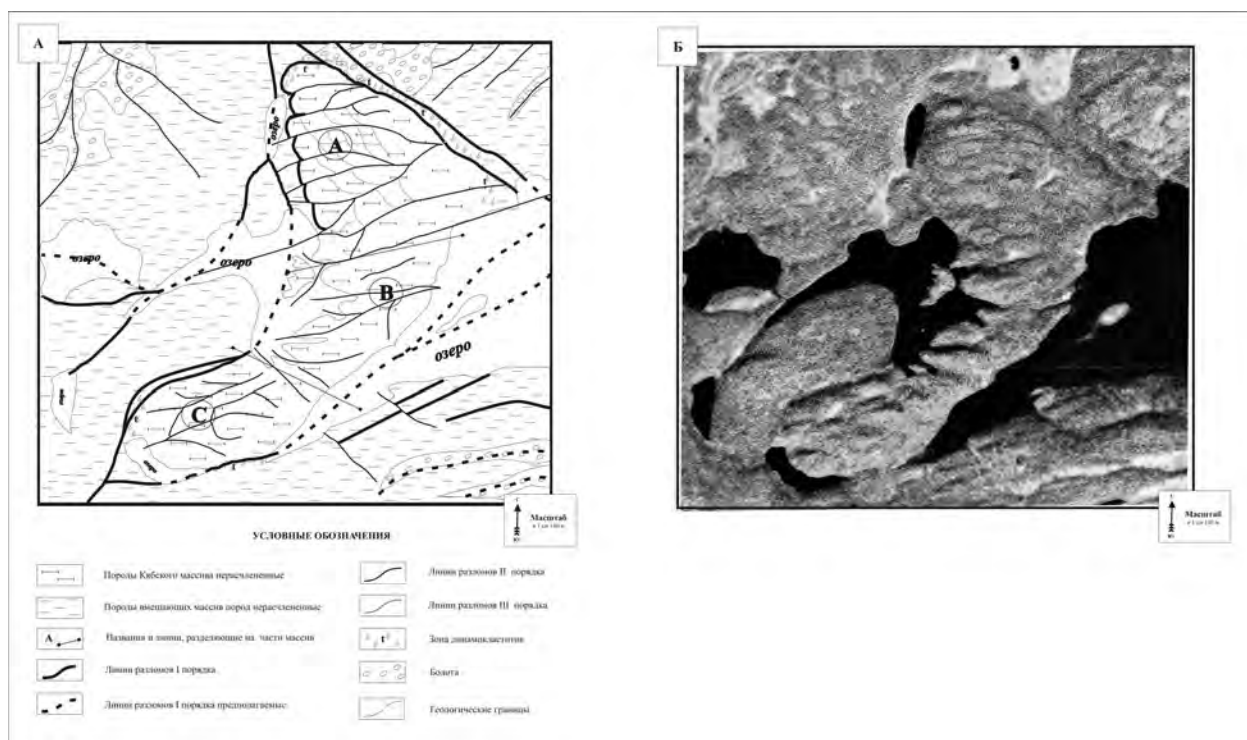


Рис.2. Схема геолого-ландшафтного дешифрирования Кябского массива (А) и композиционный космофотоснимок (Б). Составил автор.

В заключение можно сказать, что более глубокое и детальное изучение малых базит-гипербазитовых интрузий (геохронологическая позиция, петрографическая характеристика, геологическая позиция) позволят уточнить некоторые особенности развития Беломорского подвижного пояса.

ЛИТЕРАТУРА

- Ранний докембрий Балтийского щита (отв. ред. В.А. Глебовицкий) – СПб.: Наука, 2005
- Кутейников Е.С. и др. Диагностика и картирование чешуйчато-надвиговых структур. Методическое пособие – СПб., 1994. (Роскомнедра, ВСЕГЕИ).
- Геология СССР. Том XXXVII. Карельская АССР. Часть I. Геологическое описание (ред. К.О. Кратц) – М.: Госгеолтехиздат, 1960.

МИНЕРАЛОГИЯ И КРИСТАЛЛОГРАФИЯ

ТИПОХИМИЗМ ФЛЮОРИТОВ ШЕРЛОВОГОРСКОГО РАЙОНА (В. ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Баженова Е.А.

СПбГУ, Санкт-Петербург, EvgeniaBazhenova@yandex.ru

Данное исследование является продолжением изучения типоморфных особенностей флюоритов (ранее автором изучались флюориты из различных пород Салминского гранитного массива, Южная Карелия). Как установлено по литературным данным, флюорит не обладает селективным поглощением РЗЭ, а содержит различные примеси в зависимости от условий минералообразования. Таким образом, изучение характера распределения лантаноидов во флюоритах разного генезиса и парагенезиса интересно для анализа особенностей минералообразующей среды при формировании Шерлоговского массива. Типоморфными признаками флюорита являются также содержания редких и рудообразующих элементов, таких как Th, U, Sn, W, Pb, Zn, Mn. Так как Шерлоговский район включает массивы, сложенные редкометальными образованиями, есть возможность изучить типохимизм флюорита в связи с оруденением, связанным с породами массива.

В районе присутствует разновозрастное оруденение: грейзеново-жильное оловянно-вольфрамовое (связанное с Шерлоговским гранитным массивом) и касситерит-силикатно-сульфидное, ассоциирующее с субвулканическими телами гранит-порфиров.

Распределение РЗЭ во флюоритах Шерлоговского района неоднородно. Сумма РЗЭ варьирует от 127,18 г/т во флюорите из апогранита Ары-Булакского массива до 8396,93 г/т в образце из грейзена сопки Лукавой причем сумма РЗЭ коррелирует с содержанием Y (до 6315,59 г/т). Флюорит из грейзена сопки Большой характеризуется также повышенными концентрациями Th (68,37 г/т), Ti (24,16 г/т). Флюориты из гранит-порфиров и из грейзенов сопки Лукавой составляют ряд дифференциатов, в котором сумма РЗЭ увеличивается от ранней генерации к поздней.

Флюорит из Ары-Булакского онгонита также, как и материнская порода (онгониты-эффузивные аналоги редкометальных гранитов, обогащенные литофильными элементами), характеризуется повышенными содержаниями Ta (22,92 г/т), W (11,99 г/т), Nb (47,37 г/т). Спектр распределения РЗЭ характеризуется наличием "тетрадов", что придает распределению сходство с распределением РЗЭ во флюоритах Орловки (Трошин Ю.П. и др., 1983).

Флюорит из пегматита Адун-Челонского массива также наряду с РЗЭ обогащен редкими элементами: Y (566,37 г/т), W (14,51 г/т), Th (20,04 г/т). Сумма РЗЭ в этих флюоритах меньше по сравнению с флюоритами Шерлоговского массива, так как породы Адун-Челонского массива относительно обеднены F, Rb (Барсуков В.Л. и др., 1987).

Образцы из магматических пород (ШГ-63, ШГ-88) отличаются высокими La/Yb отношениями, в то время как в образцах из пегматитов и грейзенов La/Yb отношение меньше единицы. Этот факт говорит о преимущественном накоплении тяжелых РЗЭ на стадии позднего рудообразования.

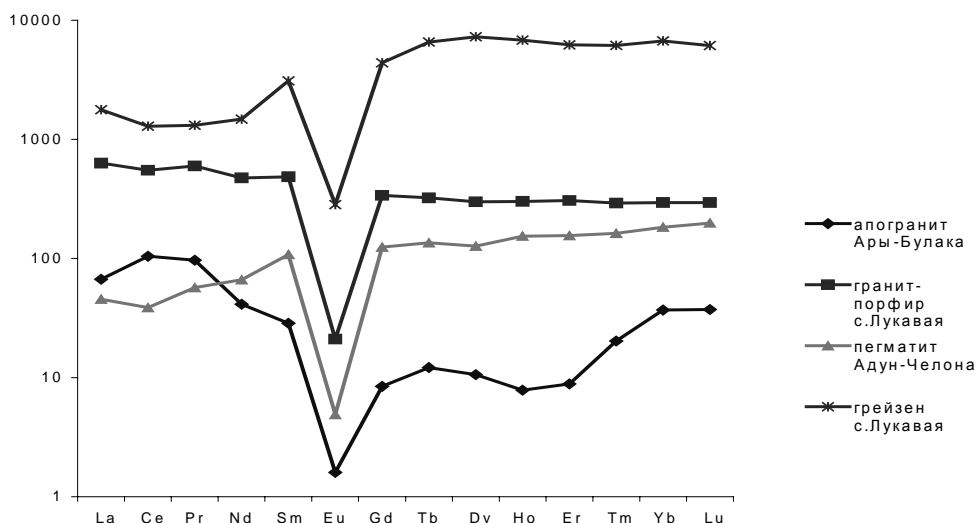


Рис.1. Распределение РЗЭ во флюоритах Шерлоговского района

Была проведена корреляция элементного состава материнских пород и флюоритов. Наибольшими концентрациями РЗЭ и редких элементов характеризуются флюориты сопки Лукавой, к массиву которой приурочено богатое грейзеново-жильное оловянно-вольфрамовое оруденение с бериллом. Высокие концентрации редких элементов отмечаются также для флюоритов из субэффузивных аналогов редкометальных гранитов-онгонитов.

ЛИТЕРАТУРА

- Антипин В.С., Гайворонский Б.С., Сапожников В.П., Писарская В.А. Онгониты Шерловогорского района (Восточное Забайкалье), ДАН СССР, 1980, т. 253, №1
- Барсуков В.Л. и др. Редкоземельные элементы во флюоритах Хинганского оловорудного месторождения как индикатор условий минералообразования. "Геохимия", №2, 1987.
- Василькова Н.Н., Гетманская Т.И. Флюорит грейзеново-вольфрамитовых месторождений Забайкалья. М.:ВИМС МГ СССР, 1980, с.89-109. (Новые данные по геологии, критериям поисков и оценки вольфрамового оруденения Забайкалья)
- Вольфрамовые месторождения: Минералогия, геохимия, генезис. Проблемы комплексного использования. В 3 томах. Т.1. Ч.2 // Под ред. В.Ф.Барабанова.-СПб:Изд-во С.-Петербурга. Ун-та. 1996. 295 с.
- Трошин Ю.П., Гребенщикова В.И., Бойко С.М. Геохимия и петрология редкометалльных плюмазитовых гранитов.-Новосибирск:Наука, 1983.
- Badanina et. al. The behavior of rare earth and lithophile trace elements in rare-metal granites: a study of fluorite, melt inclusions and host rocks from the Khangilay complex, Transbaikalia. Can. mineral. (in press).

ПЕРСПЕКТИВЫ ТЕРРИТОРИИ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ НА ВЫЯВЛЕНИЕ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ АЛМАЗОВ

Белоусова И.В., Пестриков А.А.

ГГУП СФ «Минерал», Санкт-Петербург, belousiha@scmin.spb.ru

До недавнего времени существовала неоднозначная оценка перспектив алмазоносности Северного Приладожья. В процессе работ ГГУП «Минерал» на Сортавальской площади в 2000–2006 гг. выявлены новые ореолы МСА и получены данные, позволяющие увязать пространственно разобщенные площади с признаками алмазоносности на территории Приладожья и друг с другом, и с проявлениями кимберлитового магматизма восточной Финляндии.

Территория Приладожья в целом приурочена к узлу пересечения региональной шовной структуры сочленения ЩИТ-ПЛИТА и выделяемой нами Куопио-Сортавальской мобильно-проницаемой зоны (КСЗ), характеризующейся широким развитием разновозрастного щелочного магматизма, рудообразования, флюидизационно-эксплозивной деятельности. В своей северо-западной части КСЗ контролирует размещение финских алмазоносных кимберлитов полей Куопио и Каави венд-кембрийского возраста.

В ЮВ части КСЗ выделено прогнозируемое Лахденпохское поле развития алмазоносных кимберлитов. Внутри поля, соответственно, намечены прогнозируемые кусты развития алмазоносных кимберлитов: Ихальский, Пюхьярвинский, Вяртсильский. Расположение кустов маркируется локальными депрессиями магнито-активной поверхности, шлиховыми ореолами минералов-индикаторов алмаза (МИА), аномальным структурно-геоморфологическим объектами и группой локальных магнитных аномалий «трубчатого» типа, приуроченных к долгоживущим разломам глубинного заложения северо-восточного простирания. С разломами это системы связаны проявления щелочно-ультраосновного магматизма, родственного кимберлитовому (элисенвааро-вуоксинский комплекс).

К центральной и южной части Лахденпохского поля приурочен Ихальский ореол МИА площадью 8 км x 9,5 км, оконтуренный по присутствию пиропов. В «голове» ореола выявлен обломок алмаза. По набору признаков (локальный характер ореола, высокая степень сохранности зерен МИА, характеру сортированности минералов-индикаторов. Ихальский ореол можно охарактеризовать как ореол ближнего сноса, не потерявший связь с источником.

Важнейшей признаковой на алмазы характеристикой прогнозируемого Лахденпохского поля рассматривается присутствие в рыхлых отложениях двух заверенных электронно-зондовым микроанализом осколков кристаллов алмаза и его минералов-индикаторов.

Пиропы являются наиболее однозначным МИА на Северо-Ладжской площади. Гранаты пиропового ряда в количестве от одного до 12 знаков обнаружены в 30% из 580 отобранных проб. Большая часть зерен пиропов являются либо целыми кристаллами, либо представлены обломками зерен блоковой и неправильной формы. Размерность зерен граната и их обломков варьирует от 0.1 до 1.2 мм. Сохранность поверхности зерен хорошая.

Электронно-зондовым микроанализом определен состав 93 зерен пиропов. Последний характеризуется высокой магнезиальностью (0.77-0.92). Содержание Cr_2O_3 варьирует в пределах 1.49-11.5%. На диаграмме Н.В.Соболева (Соболев, 1974) гранаты попадают в лерцолитовую область, причем 11 из них соответствуют пиропам из включений в алмазах. Большая часть пиропов Сортавальской площади по составу сходны с пиропами из трубок финских кимберлитовых полей Куопио и Каави (Peltonen, 1998; Ульянов, Путинцева, 2000). В отличие от финских, отдельные зерна приладожских пиропов ложатся в гарцбургитовую область и значительно менее «разбавлены» вариететами из неалмазоносных парагенезисов. Часть из проанализированных зерен хромдиопсидов, хромшпинелидов и пикроильменитов также соответствует по составу аналогам из алмазоносных пород. Выполненный анализ типоморфных особенностей МИА прогнозируемого

Лахденпохского поля свидетельствует о перспективности территории на выявление алмазоносных объектов кимберлитового типа.

Таким образом, по совокупности геолого-геофизических и шлихо-минералогических признаков, установленных на региональном и локальном уровнях, можно с большой долей вероятности прогнозировать присутствие в Северном Приладожье коренных источников, а именно алмазоносных тел кимберлитов.

Работа выполнялась в рамках ГДП-200 и ГМК-500, проводимых ГГУП СФ «Минерал». Автор выражает благодарность коллективу ГГУП «Минерал», отдельно Е.В. Путинцевой и К.И. Степанову.

ЛИТЕРАТУРА

Афанасов М.Н., Николаев В.А. Перспективы алмазоносности Карельского перешейка (Западное Приладожье) / Региональная геология и металлогения. 2003. №18. С.116-121.

Белоусова И.В. Отчет по теме: Оценка алмазоносности Ихальского участка на Сортавальской площади. // Фондовая. 2004.

Перспективы алмазоносности зоны сочленения Балтийского щита и Русской плиты / Скопенко Н.Ф., Иванов А.И., Скороспелкин С.А. и др., // Разведка и охрана недр. 1998. №7-8. С.31-32.

Хазов Р.А., Попов М.Г., Павлов Г.М. Реликтовые минералы, псевдоморфозы, алмазы и их микроакцессорные спутники в нодулях и мегакристах диатремовых ладоголитов // Проблемы золотоносности и алмазоносности севера Европейской части России. Петрозаводск, 1997. С.87-92.

РАСТВОРИМОСТЬ ТА И NВ В МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВАХ ПО ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМ ДАННЫМ

Бородулин Г.П., Чевычелов В.Ю., Зарайский Г.П.
ИЭМ РАН, г. Черногоровка, gleban@iem.ac.ru

Данные исследования направлены на получение новых сведений о геохимическом поведении Та и Nb в магматическом процессе и об условиях образования танталовых месторождений, связанных с редкометальными гранитами и пегматитами. Процесс кристаллической дифференциации магматических расплавов во многом определяет обогащение и фракционирование тантала и ниобия в условиях земной коры.

Результаты низкотемпературных исследований представляют наибольший интерес для приложения к природным объектам. Нижний температурный предел (600 °С) обоснован тем, что эксперименты по плавлению редкометальных литий фтористых гранитов показали температуру начала плавления около 600° С при P =1 кбар (Аксюк, 2002).

Для проведения экспериментов были приготовлены гелиевые смеси состава $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ с различной величиной мольного отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ (сокращенно А/НК): 0.64, 1.1 и 1.7. Исходные водонасыщенные обогащенные Li и F гомогенные стекла были получены путем двукратного плавления этих гелиевых смесей; сначала при 1 атм и медленном ступенчатом подъеме температуры до 1500° С, а затем после добавления FeO, MnO, LiF и избытка 0.2 N раствора HF при $P_{\text{H}_2\text{O}}=1$ (0.3, 4) кбар, $T=960^\circ\text{C}$ в присутствии буферной смеси Ni-NiO.

Составы гранитных стёкол также были выбраны не случайно. Состав щелочного стекла А/НК ~0.64 приближенно соответствует составу рудовмещающих пород месторождения Тайкеу (Полярный Урал). Месторождения Тайкеуского рудного узла приурочены к Харбейскому блоку допалеозойского фундамента. Редкометальное оруденение относится к геолого-промышленному типу редкометальных метасоматитов. Состав гранитного стекла А/НК ~1.1 соответствует рудовмещающим Li-F гранитам Этыкинского танталового месторождения (Восточное Забайкалье). Месторождение локализовано в апикальной части одноимённого массива, состоящего из Li-F криофиллит-амазонит-альбитовых гранитов.

В экспериментах были использованы кристаллы природного колумбита $(\text{Mn,Fe})(\text{Nb,Ta})_2\text{O}_6$. Кристалл колумбита помещали внутри порошка стекла и добавляли 0.2 N раствор HF (2-4 мас.%). В процессе экспериментов, проводимых в золотых (для давления > 1 кбар) и платиновых (при «низком» давлении 0.3 и 0.6 кбар) ампулах на установке высокого газового давления с внутренним нагревом. В процессе опыта колумбит диффузионно растворялся в алюмосиликатном расплаве.

Содержания Та, Nb, Fe и Mn в алюмосиликатном закалочном стекле вдоль профилей, перпендикулярных к границе минерала, (Таб. 1) были измерены двумя способами: методом микрозондового анализа (1) с помощью энерго-дисперсионного рентгеновского (EDX) микроанализатора с полупроводниковым Si-(Li) детектором INCA Energy к электронному микроскопу CamScan MV-2300 (в ИЭМ РАН) и (2) кристалл-дифракционных (волновых) спектрометров на микроанализаторе Cameca MS-46 (в ИГЕМ РАН).

Таблица 1. Растворимость колумбита в гранитных расплавах глиноземистого (A/NK ~1.7), нормального (A/NK ~1.1) и щелочного (A/NK ~0.64) состава (мас.%) при T = 650, 750 и 850°С и P = 4, 1 и 0.3 кбар (микронд, энерго-дисперсионный спектрометр)

	A/NK ~1.7			A/NK ~1.1			A/NK ~0.64		
	650°С	750°С	850°С	650°С	750°С	850°С	650°С	750°С	850°С
4 кбар									
Nb	0.17 ^{1,2}	0.15 ¹	0.21 ¹	0.25 ¹	0.43	0.70	2.78	2.94	3.54
Ta	0.33 ^{1,2}	0.45 ¹	0.53 ¹	0.36 ¹	0.51 ¹	1.17	2.27	2.40	2.51
Fe	0.40 ²	0.43	0.50	0.62	0.59	0.51	0.68	0.96	1.02
Mn	0.45 ²	0.62	0.63	0.57	0.69	0.73	0.76	1.01	1.17
1 кбар									
Nb	0.23 ¹	0.21 ¹	0.30	0.08 ^{1,2}	0.57	0.92	2.80	4.11	5.00
Ta	0.25 ¹	0.46 ¹	0.36 ¹	0.24 ^{1,2}	0.34 ¹	0.80	2.25	2.40	2.51
Fe	0.59	0.67	0.65	0.49 ²	0.54	0.66	0.83	1.00	0.93
Mn	0.61	0.72	0.68	0.51 ²	0.55	0.56	0.97	1.20	1.36
0.3 кбар									
Nb		0 ^{1,2}	0.29 ^{1,2}		0.14 ^{1,2}	0.21 ^{1,2}		5.66	
Ta		0.49 ^{1,2}	0.69 ^{1,2}		0.21 ^{1,2}	0.26 ^{1,2}		3.21	
Fe		0.26 ²	0.44 ²		0.50 ²	0.61 ²		1.35	
Mn		0.56 ²	0.52 ²		0.53 ²	0.49 ²		2.66	

¹ Содержания меньше предела обнаружения.

² В этих опытах стекло частично раскристаллизовано.

Полученные диффузионные профили были аппроксимированы с помощью экспоненциальных уравнений. Также были проведены расчеты максимальных концентраций (растворимости) этих металлов в закалочном стекле непосредственно на границе с минералом.

Исследовано влияние трех основных факторов: состава расплава, температуры и давления. **Состав расплава** оказывает наибольшее влияние на величину растворимости колумбита (рис. 1). Растворимости Ta и Nb максимальны в щелочном расплаве (A/NK ~0.64), уменьшаются почти на порядок в расплаве нормального состава (A/NK ~1.1) и продолжают заметно снижаться с увеличением глиноземистости расплава (A/NK ~1.7).

Температура оказывает менее заметное влияние на растворимость колумбита, наиболее ярко выраженное при нормальном составе расплава с A/NK ~1.1 (рис. 1). Для этого состава при P = 1 кбар с уменьшением температуры от 850 до 650°С содержание Ta в стекле уменьшается в ~ 3.5 раза, а Nb ~ до 10-15 раз. При P = 1 кбар во всем исследованном диапазоне температуры в обогащенном Al₂O₃ (A/NK ~1.7) расплаве содержание Ta выше, чем Nb (Nb/Ta ~ 0.5), в щелочном расплаве соотношение обратное (Nb/Ta ~ 1.25-2.0). В расплаве с A/NK ~1.1 при 650 °С содержится больше Ta, а при 750-850°С – больше Nb. В целом, растворимость Nb заметнее по сравнению с Ta изменяется с температурой.

Уменьшение давления от 4 до 0.3 кбар также более слабо влияет на растворимость колумбита, чем состав расплава. При этом в щелочном расплаве содержания Nb и, вероятно, Ta возрастают. Возможно, при P = 4 кбар и составе расплава с A/NK ~1.1 тантал начинает преобладать над ниобием при более высокой температуре - 750°С. Первые полученные данные по изменению формы диффузионных профилей позволяют говорить о существенно более высокой скорости диффузии Nb и Ta при давлении 4 кбар и, соответственно, уменьшении скорости диффузии при P = 0.3 кбар, по сравнению с 1 кбар. То есть при повышенном давлении подвижность Nb и Ta в расплаве заметно выше. Это в первую очередь связано с уменьшением вязкости расплава при увеличении давления.

Закключение. (1) Изменение состава гранитного расплава оказывает наибольшее влияние на величину растворимости колумбита по сравнению с влиянием температуры и давления. Растворимости Ta и Nb максимальны в щелочном расплаве, уменьшаются почти на порядок в расплаве нормального состава и продолжают уменьшаться с увеличением глиноземистости расплава. (2) Растворимость Nb в гранитном расплаве изменяется с температурой более заметно по сравнению с Ta, то есть с понижением температуры Nb/Ta отношение в расплаве, как правило, уменьшается. Положительная температурная зависимость растворимости колумбита сильнее выражена в гранитном расплаве с A/NK ~1.1 по сравнению со щелочным и глиноземистым составами.

На основании полученных нами экспериментальных данных, а также данных других исследователей (Linnen, Keppler., 1997; Linnen, 1998; Зарайский, 2004; Чевычелов, и др., 2005; Бородулин и др., 2006; Ситнин, Гребенников, Сункинзян, 1995) можно предположить, что при температуре солидуса Li-F гранитов концентрация насыщения расплава танталом и ниобием в равновесии с колумбитом приблизительно отвечает уровню содержания этих металлов в гранитах танталовых месторождений. Низкая температура кристаллизации насыщенных фтором и водой рудовмещающих гранитов определяет возможность кристаллизации колумбита и танталита в виде акцессорной вкрапленности непосредственно из гранитного расплава.

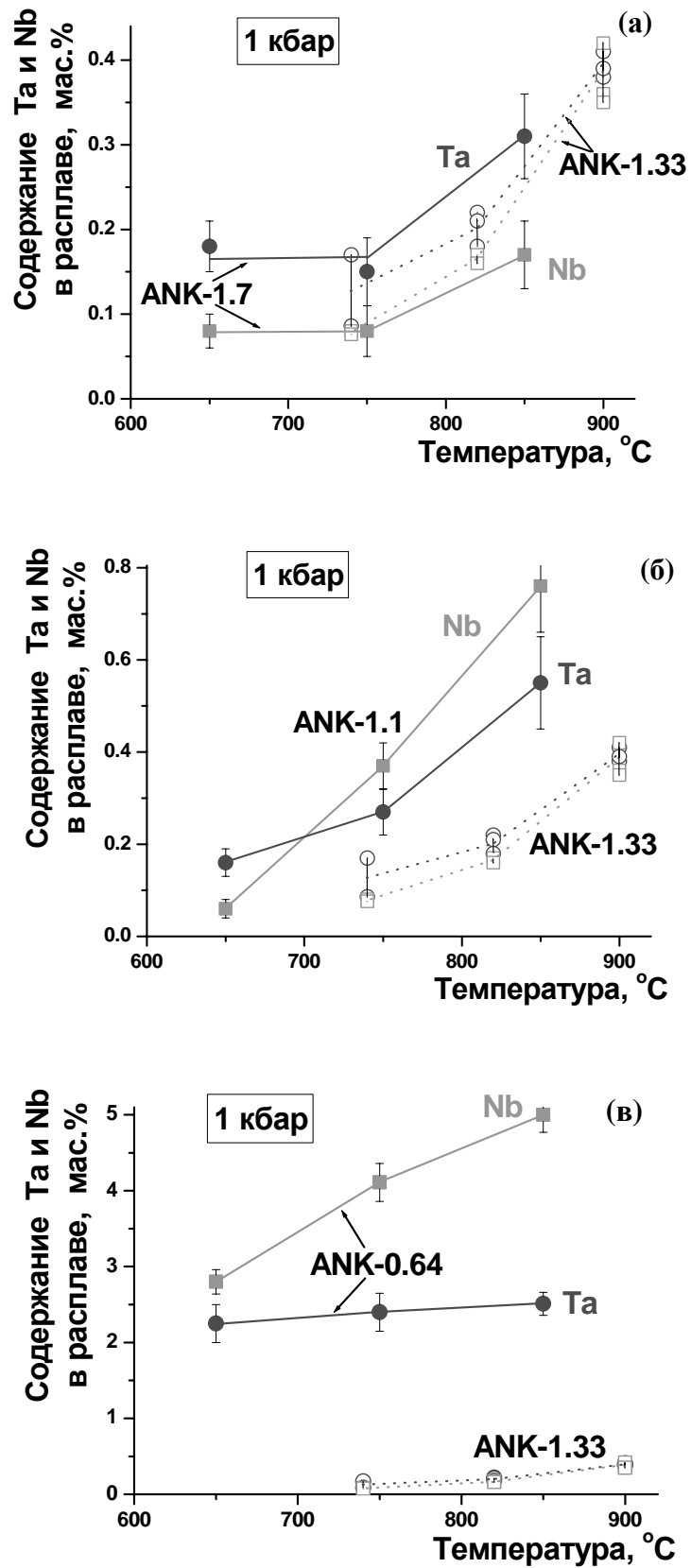


Рис. Влияние состава расплава (A/NK ~1.7 (а), 1.33, 1.1 (б) и 0.64 (в)) на растворимость Ta и Nb в гранитном расплаве при растворении колумбита. Для сравнения в качестве репера добавлены наши прежние результаты для расплава природного Li-F гранита (A/NK ~1.33) (Чевычелов и др., 2005).

Работа выполнена при поддержке РФФИ - № 05-05-65233, № 05-05-64754, Научной школы - НШ-7650.2006.5 и Фонда содействия отечественной науке.

ЛИТЕРАТУРА

Аксюк А.М. Экспериментально обоснованные геофториметры и режим фтора в гранитных флюидах. // Петрология, 2002.- 10, №6.- 630-644.

Бородулин Г.П., Чевычелов В.Ю., Зарайский Г.П., Борисовский С.Е. Экспериментальное исследование растворимости кристаллического колумбита в грантных расплавах глинозёмистого (А/НК ~1.7, нормального (А/НК ~1.7) и щелочного (А/НК ~1.7) состава при Т = 650-850 °С и Р = 0.3 -4 кбар: первые результаты. Тезисы докладов Ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии ЕСЭМПГ-2006. - М., с.10-11.

Зарайский Г.П. (2004) Условия образования редкометальных месторождений, связанных с гранитным магматизмом/ Смирновский сборник – 2004 (научно-литературный альманах); Фонд им. академика В.И. Смирнова. – М., с.105-192

Ситнин А.А., Гребенников А.М., Сункинзян В.В. Этыкинское танталовое месторождение. // Месторождения Забайкалья. Чита-Москва: Геоинформмарк, 1995.- 1, кн. 1.- С. 86-95.

Чевычелов В.Ю., Зарайский Г.П., Борисовский С.Е., Борков Д.А. (2005) Влияние состава расплава и температуры на распределение Та, Nb, Мп и F между гранитным (щелочным) расплавом и фторсодержащим водным флюидом: фракционирование Та, Nb и условия рудообразования в редкометальных гранитах. / «Петрология», том 13, № 4, с.339-357.

Чевычелов В.Ю., Зарайский Г.П., Борисовский С.Е., Некрасов А.Н. (2005) Растворимость колумбита и диффузия Та, Nb, Fe и Мп в Li-F гранитных расплавах при 740-980°С и 1 кбар. / В кн.: «XV Российское совещание по экспериментальной минералогии». Материалы совещания. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, Геопринт. с.123-125.

Linnen R.L., Keppler H. (1997) Columbite solubility in granitic melts: consequences for the enrichment and fractionation of Nb and Ta in the Earth's crust // «Contrib. Mineral. Petrol.» 1997. V. 128. P. 213-227.

Linnen R.L. (1998) The solubility of Nb-Ta-Zr-Hf-W in granitic melts with Li and Li + F: constraints for mineralization in rare metal granites and pegmatites // «Economic Geology». V. 93. P. 1013-1025.

ОСОБЕННОСТИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ТИТАНСОДЕРЖАЩИХ ГРАНАТОВ АНДРАДИТОВОГО РЯДА В ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНЫХ КОМПЛЕКСАХ

Васильева В.А.

СПбГУ, Санкт-Петербург, vasveronica@mail.ru

В породах щелочно-ультраосновных комплексов распространены только кальциевые гранаты. Титановые гранаты встречаются в ийолит – мельтейгитах, реже – в нефелиновых пироксенитах и фенитах (Евдокимов, 1982). Железо– глинозёмистые гранаты распространены широко и приурочены к продуктам аутометасоматического изменения пироксенитов, пород ийолит – мельтейгитовой серии и их пегматитов (Каледонский комплекс..., 1965). Для меллитовых пород также характерны гранаты гроссуляра – андрадитового ряда, либо титанистый андрадит, причём устанавливается отчётливая зависимость вариаций состава граната от условий формирования пород, прослеженная нами для одного из классических районов проявления меллитовых пород – щелочно-ультраосновного комплекса Турьего полуострова.

Так, гранаты из пород, образовавшихся за счет гипербазитов (из ункомпагритов и пироксеновых турьяитов), наследуют высокое содержание алюминия и магния, а гранаты турьяитов, образовавшихся по ийолит-мельтейгитовым породам, богаты железом и титаном. В окайтах гранат является продуктом позднего изменения пород и по составу близок к гроссуляру (Васильева, 2002). В гранат – флогопитовых метасоматитах, сформированных по

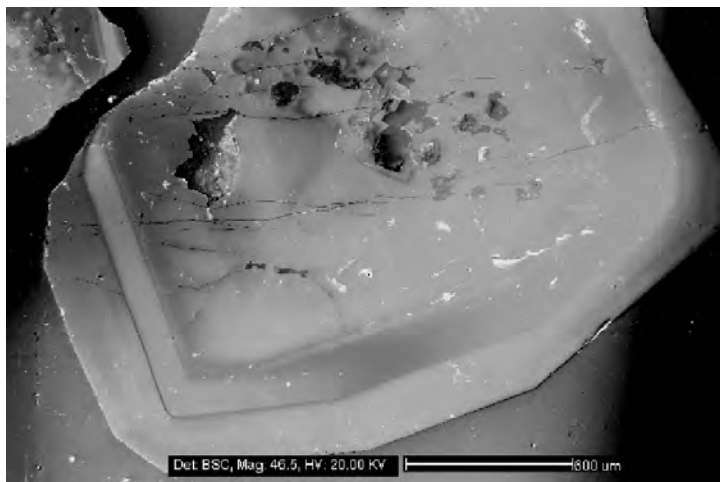


Рис. 1. Зональный кристалл титанистого андрадита из турьяитов Кузаволокского массива Турьего п-ова. В шлифе внутренняя часть и внешняя кайма окрашены в желтый цвет, средняя зона – бурого цвета.

турьяитам, титанистый андрадит образует гнезда диаметром до нескольких сантиметров. Эти гнезда обуславливают характерные пятнисто – полосчатые текстуры пород. Кристаллы образуются в пустотках; среди форм, образующих кристаллы, главенствующей является ромбодекаэдр, изредка притупляемый гранями тетрагонтриоктаэдра. Часто гранат имеет зональную окраску (рис. 1), вызванную изменением содержания Fe и Ti (таблица, ан. 1 и 2). Титанистый андрадит слагает вместе с перовскитом каймы вокруг зерен магнетита.

Химический состав гранатов по данным микрозондового анализа (масс.%).

КОМПОНЕНТЫ	1	2	3	4
SiO ₂	44,20	37,90	32,08	24,36
TiO ₂	1,40	6,55	12,56	14,91
ZrO ₂	0,00	0,00	5,07	0,00
Al ₂ O ₃	3,50	1,53	3,52	1,80
FeO	14,64	16,71	11,40	27,02
MgO	0,00	1,43	2,52	0,99
CaO	36,24	35,86	32,85	32,50
сумма	99,98	99,98	100,00	101,58

В них обычна последовательность кристаллизации магнетит → перовскит → гранат, окраска граната при этом ослабевает к краю агрегатов.

Сравнительно небольшое количество титана, входящего в структуру титанистых андрадитов в турьяитах, обуславливается небольшим содержанием титана в системе, наличием других титаносодержащих фаз (перовскит). В породах щелочной серии массива Африканда содержание титана настолько велико, что помимо формирования существенно титановых минералов (титаномagnetит, перовскит) в кристаллическую решетку шорломита входит около 12,6 % TiO₂.

Для выяснения пределов вхождения титана в кристаллическую решетку граната, нами был проведен эксперимент по плавлению смеси шорломита и перовскита, находящихся в отношении 1:1. Нагрев производился до температуры 1250°C при атмосферном давлении. В результате была получена кристаллическая масса с темно-коричневыми кристалликами шорломита, промежутки между которыми заполнены волластонитом (рис. 2). Следует отметить, что синтезированный гранат отличается избытком титана, железа при резкой недосыщенности кремнезёмом (таблица, ан. 4). Вопрос о структурной позиции титана дискуссионный, для его выяснения в дальнейшем необходимо провести детальные рентгеноструктурные исследования.

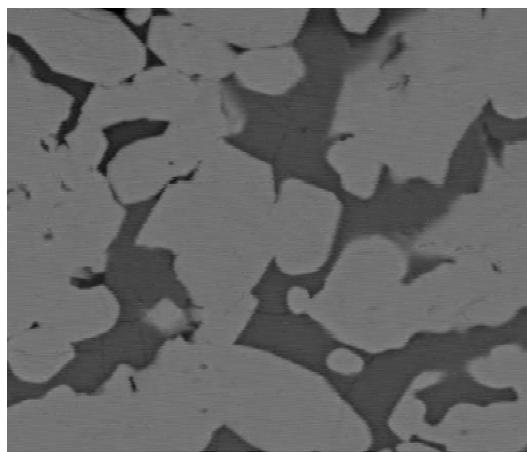


Рис. 2. Формы выделения синтетического титанового граната (светлое), промежутки заполнены волластонитом.

ЛИТЕРАТУРА

- Васильева В.А. Типохимические особенности гранатов в меллитовых породах Турьего полуострова// Геология и геоэкология, исследования молодых. Материалы XIII молодежной конференции, посвященной памяти К.О.Кратца. Апатиты, 2002.
Евдокимов М. Д. Фениты Турьинского щелочного комплекса Кольского полуострова. Л., 1982.
Каледонский комплекс ультраосновных - щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. Под ред. А. А. Кухаренко, М.: Недра, 1965. 768 с.

ОСОБЕННОСТИ БАРИТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ УЧАСТКА СЕВЕРНАЯ ЖИЛА МЕСТОРОЖДЕНИЯ БАРИТОВАЯ ГОРКА

Гадоев М.Л.

Институт геологии Академия Наук Республики Таджикистан, silver_05@mail.ru

В районе месторождения Баритовая горка среди вулканогенных пород акчинской свиты (PZ₂³) развита зона рудоносных кварцевых, баритовых, кварц-баритовых и кварц-флюоритовых жил и прожилков, именуемая участком Северная жила.

Участок Северная жила приурочен к дробленным серицитизированным, окварцованным, местами ожелезненным кварцевым порфирам. Зона оруденения прослеживается на расстоянии 400-450 м при мощности до 30 м. Она представлена серией жил и прожилков. Мощность последних обычно не более 0,5 – 1 см, длина их достигает 15 м. Жилы и прожилки обычно не выдержаны по мощности. Распределение оруденения контролируют разрывные нарушения северо-восточного направления.

Минерализация состоит преимущественно из барита и кварца с вкрапленностью рудных минералов (сфалерит, пирит, халькопирит). В небольших количествах присутствуют флюорит и галенит. В осевой части жил встречены полости, покрытые кристаллическими щетками кварца, на которые нарастают желто-белые кристаллы кальцита. В образовании минералов основная роль принадлежала выполнению открытых полостей.

Барит является главным и самым распространенным минералом участка. Наряду с мощными жилами он образует также и прожилки, мощностью до одного и меньше сантиметра. Кроме того, он встречается совместно с кварцем и реже с флюоритом в кварц-баритовых и кварц-флюоритовых жилах и прожилках. В виде включений в барите содержатся сфалерит, пирит и халькопирит. Галенит в нем отмечается в виде вкрапленностей различной формы и размеров.

Барит представлен пластинчатыми, листоватыми, таблитчатыми и зернистыми агрегатами белого, молочно-белого и сероватого цветов. Обнаружены и прозрачные бесцветные разности минерала. По агрегатному состоянию и окраске выделяются несколько разностей барита.

1) Молочно-белый, крупнокристаллический барит с галенитом, который образует прожилки толщиной 1-6 мм. Иногда содержит кристаллы или пластинки оптического барита. Кристаллооптические константы этой разновидности следующие: $N_g=1,647$, $N_m=1,638$, $N_p=1,636$, а плотность его равна 4.49 г/см^3 .

2) Мелко-среднезернистый белый барит с массивной текстурой. Эта разновидность барита содержит наибольшее количество гнезд, вкрапленностей и прожилков галенита. Плотность не превышает 4.21 г/см^3 .

3) Прозрачно-серая разность барита встречается в виде удлиненных пластинчатых кристаллов различной ориентировки, которые неравномерно распределены в теле молочно-белого зернистого барита. Плотность этой разновидности барита равна 4.43 г/см^3 .

4) Сливной барит представляет собой скопления зерен, кристаллов и пластинок, образующихся путем жильного выполнения.

5) Прозрачная (оптическая) разность барита пластинчатой формы, без каких либо минералов-примесей. Плотность не превышает 4.36 г/см^3 .

В большинстве случаев все разновидности барита встречаются совместно. Отмечается некоторая зависимость между типами агрегатов барита и содержания в них галенита. Бариты средне- и мелкозернистого сложения более обогащены галенитом.

В специально отобранных пробах барита атомно-адсорбционным анализом отмечены содержания Cu, Pb, Zn, Mn, Fe и Ni. (табл.). Обращает на себя внимание сравнительно высокие содержания Cu (до 0,01%) и Pb (до 0,02%), что вероятно связано с наличием в барите микровключений галенита, пирита и халькопирита.

Содержание меди, свинца, цинка, марганца, железа и никеля в барите участка Северная жила

Барит	Э л е м е н т ы , %					
	Cu	Zn	Pb	Mn	Fe	Ni
Молочно-белый (4)*	0,003	0,003	0,02	-	0,02	0,003
Зернисто-белый (5)	0,01	0,002	0,008	-	0,007	0,0002
Прозрачно-серый (7)	0,005	0,002	0,004	0,0006	0,009	-
Сливной (3)	0,004	0,001	0,002	-	0,006	-
Оптический (4)	0,005	0,002	0,03	0,0005	0,002	-

Примечание. * - В скобках приведено количество проб.

Для оценки температура кристаллизации барита использован метод гомогенизации. В минерале обнаружены жидкие, газово-жидкие, изредка битумные включения, среди которых преобладают жидкие включения. Газово-жидкие включения в генетическом отношении представляют собой первичные и вторичные. Форма вакуолей разнообразная - изометрическая, призматическая, треугольная, ромбическая, остроугольная, удлиненная, трубчатая. В большинстве случаев они плоские. К тому же для вторичных включений характерны явления расщуривания. Коэффициент наполнения в первичных включениях равен 0,83-0,90, размеры их 0,03-0,04 мм. Вторичные двухфазовые включения группируются в цепочки, располагающиеся в разном ориентированных эпигенетических трещинах. Соотношение фаз (Г: Ж) в них варьирует от 1:7 до 1:12. При нагревании в термокамере газово-жидкие включения гомогенизируются в жидкую фазу при температурах 185-255⁰С (первичные) и 125-170⁰С (вторичные). В минерале изредка отмечаются вторичные включения, в которых газовые пузырьки двигаются по краям включений. Исчезновение газовых пузырьков в них происходит ниже

90°C. Битумоидные включения в барите однофазовые (битумные), двухфазовые (битумно-жидкие) и трехфазовые (битум, жидкость и газ) с различными соотношениями фаз.

Были исследованы образцы барита по простиранию кварц-баритовой жилы. Разница результатов температур гомогенизации в различных ее частях незначительная и составляет 2-4 °C.

Методом охлаждения выявлено, что температура замерзания жидкой фазы включений происходит в пределах температур от -7 до -15°C, температура полного их плавления при -6 – -13°C. Судя по температуре эвтектического замерзания (-12 - -32°C) в составе растворов включений барита доминируют хлориды Na, K и Mg. Концентрация растворов включений колеблется от 10 до 19 вес. %.

Подводя итог вышеизложенного отметим, что размещение зоны оруденения в исследуемом объекте контролируется разрывным нарушением. В вещественном составе руд преобладает кварц-баритовая ассоциация со значительным содержанием вкрапленников и гнезд галенита. Термобарогеохимические данные показали, что формирование всех разновидностей барита происходило близко одновременно при снижении температур (255-185°C) из растворов хлоридно-магниево-калиево-натриевого состава.

ВИЗУАЛИЗАЦИЯ НАДМОЛЕКУЛЯРНОГО СТРОЕНИЯ БАЛТИЙСКОГО ЯНТАРЯ МЕТОДОМ АТОМНО-СИЛОВОЙ МИКРОСКОПИИ

Е.А. Голубев, О.В. Ковалева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар

Введение. Структурное изучение янтаря сталкивается с рядом трудностей в силу сложной органической природы этого минерального вещества (Савкевич, 1970). Коллоидно-полимерная природа янтаря и янтареподобных смол (Юшкин, 1973, Gold et al., 1999) определяет возможность характеризовать их как на молекулярном уровне строения, так и на надмолекулярном. Элементы молекулярной структуры янтарей описываются прежде всего на основе данных ИК и КР спектроскопии (Beck, 1986 Vavra, 2002). Возможности ИК-спектроскопии позволяют использовать ее данные для диагностики собственно янтарей и различения их от похожих янтареподобных смол. Имеющиеся в литературе данные, касающиеся изучения полимерной структуры янтаря и янтареподобных смол говорят о том, что визуализация субмикронных структурных элементов в янтарях является достаточно сложной задачей (Gold et al., 1999). Данные электронной микроскопии янтарей в основном используются для анализа форм, размеров и способов группирования пустот (Юшкин, 1973, Богдасаров, 2005), играющих существенную роль для степени прозрачности и цвета, которые в свою очередь являются важнейшими характеристиками янтаря как ювелирного и декоративного камня. Однозначных и конкретных описаний форм и элементов надмолекулярного строения янтарей, основанных на данных прямых наблюдений, не приводится. Электронно-микроскопическое изучение надмолекулярного строения балтийского янтаря (Польша) проводилось, например, при помощи методов механического и химического диспергирования вещества, в результате которого минимальная степень дисперсности вещества янтаря была оценена в 450 нм (Gold et al., 1999), также при помощи РЭМ в образцах янтаря из провинции Хихия (Китай) наблюдались эллипсоидальные частицы величиной 170–420 нм. В целом, для решения задачи полного описания надструктуры янтарей и ископаемых смол необходимо комплексное использование различных методов изучения надмолекулярной структуры. Атомно-силовая микроскопия является одной из наиболее эффективных при исследовании надмолекулярного строения природных рентгеноаморфных веществ, в том числе сложных органических соединений (Голубев, Ковалева, 2005). В данной работе в комплексе с данными ИК-спектроскопии приводятся результаты исследования строения балтийского янтаря методом атомно-силовой микроскопии.

Материал. Материалом для исследования послужили зерна балтийского (Калининградская обл.) янтаря диаметром $\approx 5\div 10$ мм. Зерна прозрачные, цвет переходный от янтарно-желтого к лимонно-желтому.

Данные ИК-спектроскопии. Структурная диагностика образцов осуществлялась с использованием инфракрасной спектроскопии. Образцы янтарей тщательно измельчались (до порошкообразного состояния) и анализировались на ИК-спектрометре AVATAR360 FT-IR фирмы NICOLET Instruments (США) с приставкой МНПВО «NICOLET Smart MIRacle» фирмы «PIKE TECHNOLOGIES» (США) в диапазоне волновых чисел 4000–500 см^{-1} с разрешением 4 см^{-1} . Для снятия спектров образцы прикладывали к кристаллу ZnSe.

ИК-спектры изученных нами янтарей Балтики являются характерными для ранее изученных ИК-спектров янтарей, именуемых сукцинитами (Beck, 1986, Vavra, 2002, Юшкин, 1973). В спектрах присутствуют полосы поглощения в длинноволновой части спектра (между 1250 и 1110 см^{-1}), являющиеся, по мнению авторов вышеуказанных работ, диагностическими. Представляется важным, что, несмотря на сходные черты ИК-спектров с представленными в литературе, нами отмечено присутствие дополнительных полос поглощения. Присутствует слабая полоса при 1507 см^{-1} в результате симметричных колебаний COO^- групп. Совокупность полос при 810 и 890 см^{-1} (последняя полоса ранее была идентифицирована Н.П. Юшкиным, 1973) характерны для трехядерных соединений (антрацен и фенантрен), а очень интенсивная полоса при 772 см^{-1} характерна

для соединения с двумя конденсированными ядрами (нафталин, аценафтен). Полоса при 1219 см^{-1} отвечает колебаниям соединений $(\text{C}_6\text{H}_5)_2\text{C}=\text{S}$ (сера очень активно участвует в процессах поликонденсации, сшивая полимерные цепи и фрагменты цепей). Полоса при 1027 см^{-1} объясняется несколькими перекрывающимися полосами колебаний связей С–О фенольных гидроксидов, S–O сульфоксидных групп.

Данные атомно-силовой микроскопии. Изображения поверхности были получены с помощью атомно-силового микроскопа (АСМ) ARIS3500 (Burleigh Instrument). Съемки проводились в комнатных условиях.

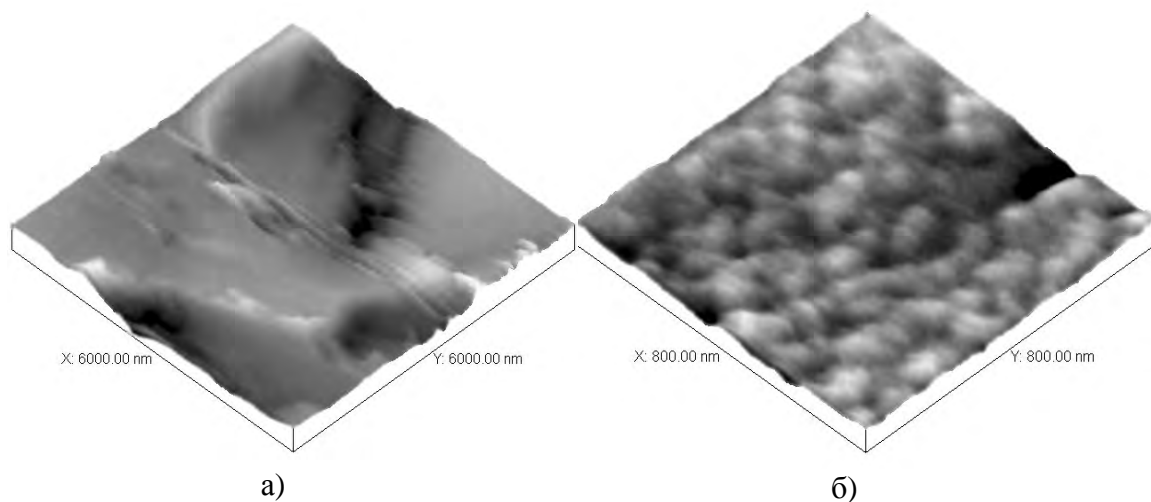


Рис. 1. АСМ-изображения надмолекулярного строения балтийского янтаря.

В контактном режиме атомно-силовой микроскопии не удалось получить удовлетворительные по качеству снимки на свежеотколотых поверхностях зерен балтийского янтаря. Изображения получались смазанными, поверхность практически не просматривалась. Наиболее вероятной причиной данной неудачи явилась адгезия между кончиком АСМ-зонда и вязкой смолистой составляющей вещества янтаря, которая затрудняет механический контакт зонда микроскопа с поверхностью.

Для улучшения свойств контакта между зондом и поверхностью образцы были помещены в вакуум (10^{-5} Торр) на один час. После вакуумного просушивания поверхности характеристики контакта зонда с поверхностью значительно улучшились, а на изображениях стала просматриваться морфология поверхности. Изображения поверхности сколов при размерах окон сканирования в десятки микрон по своему характеру схожи с аналогичными по степени увеличения электронно-микроскопическими снимками. На них представлена однородно-текстурированная поверхность с волнистым рельефом (рис. 1а). При получении ряда изображений удалось визуализировать нанорельефность поверхности, которая может быть проинтерпретирована как отражение глобулярно-волокнутого надмолекулярного строения янтаря (рис. 1б). В рамках данной интерпретации основой его надмолекулярного строения являются укороченные хаотично изогнутые “червеобразные” волокна с практически постоянным диаметром (70 нм) и длиной 300–500 нм. Их упаковка не очень плотная, между элементами надмолекулярной структуры наблюдаются поры. При этом характеристики контакта зонда с поверхностью стали близки к оптимальным, изображения получались очень четкими.

Таким образом, уже предварительные результаты зондомикроскопического изучения строения балтийского янтаря позволили описать морфологию и метрические характеристики составляющих его наноструктурных элементов.

ЛИТЕРАТУРА

- Богдасаров М.А. Ископаемые смолы северной Евразии. Брест: Изд-во БрГУ. 175 с.
- Голубев Е.А., Ковалева О.В. Надмолекулярная микро- и наноструктурная упорядоченность в твердых углеродистых веществах // Наноминералогия. Ультра- и микродисперсное состояние минерального вещества, СПб: Наука. 2005. С. 232–246.
- Савкевич С.С. Янтарь. Л.: Недра, 1970. 190 с.
- Юшкин Н.П. Янтарь арктических областей. Серия препринтов «Научные доклады», Коми филиал АН СССР. Вып. 7. 1973. 46 с.
- Beck C.W. Spectroscopic investigation of amber // Applied Spectroscopy Reviews. 22. 1986. Pp. 57–110.
- Gold D., Hazen B., Miller W., Colloidal and polymeric nature of fossil amber // Organic Geochemistry, 1999. V. 30. Pp. 971–983.
- Vavra N. Fossil resin (“amber”) from the Paleocene of Renardodden (E cape Lyell, west Spitsbergen, Svalbard) // Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg. 2002. Pp. 263–277.

ВАЛЕНТНОЕ СОСТОЯНИЕ ЖЕЛЕЗА В МИНЕРАЛАХ ПЕРИДОТИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В КАЙНОЗОЙСКИХ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТАХ БАЙКАЛО-МОНГОЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ (ДАННЫЕ ЯДЕРНО-ГАММА-РЕЗОНАНСНОЙ СПЕКТРОСКОПИИ)

Гончаров А.Г.¹, Салтыкова А.К.²

¹ИГГД РАН, Санкт-Петербург, horwin@mail.ru

²ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург

Введение. Работа выполнялась в рамках темы: "Термальное и окислительно-восстановительное состояние и химический состав континентальной литосферной мантии и нижней коры: термобарометрические, оксиметрические, геохимические и изотопно-геохимические исследования глубинных ксенолитов в кимберлитах, лампроитах и щелочных базальтах".

Задачи работы: (1) определить валентное состояние и степень окисленности железа в минералах (оливины (Ol), ромбические (Orx) и моноклинные пироксены (Mpx), гранаты (Gr) и шпинели (Sp)) ксенолитов мантийных гранат-шпинелевых и шпинелевых перидотитов; (2) определить условия кристаллизации минеральных ассоциаций (температура, давление и фугитивность кислорода) в породах ксенолитов; (3) изучить зависимость степени окисленности железа в минералах ксенолитов от температуры, давления и фугитивности; (4) исследовать возможность оценки фугитивности кислорода на основе степени окисленности железа в минералах;

Объектами исследования являлись ксенолиты из щелочных базальтов Витимского плато (Западное Забайкалье), плато Дариганга и Тариатская депрессия (Монголия).

Методы исследования. Химический состав минералов определен микрозондовым методом в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН на приборе Link AN 1000 при ускоряющем напряжении 15 кВ с силой тока 0.4-0.5 мА и диаметром электронного пучка 2-5 мкм.

Валентное состояние железа в структуре минералов изучено методом Мессбауэровской спектроскопии. Спектры снимались на установке с электродинамическим вибратором в режиме постоянных ускорений, при комнатной температуре, в интервале скоростей от -8 мм/с до +8 мм/с. В качестве задающего генератора формы сигнала и стабилизатора движения использовался спектрометр "СМБ-2201". Источником γ -излучения служил ^{57}Co в матрице Sr активностью 30 мКи. Для калибровки спектрометра использовалось металлическое железо. Во избежание окисления железа при пробоподготовке, образцы растирались без доступа воздуха. Растрепанные образцы смешивались с полиэтиленом и прессовались в виде конуса. Нормаль к образующей конуса составляла с направлением гамма-излучения угол в 54.7° , что позволяло исключить асимметрию спектров вследствие преимущественной ориентации частиц минерала. Плотность поглотителя по природному железу составляла 5 мг/см^2 .

Аппроксимация спектров проводилась совокупностью линий формы Лоренца. Качество разложения оценивалось величиной χ^2 , которая составляет $0.95 < \chi^2 < 1.1$. Относительное количество Fe^{2+} и Fe^{3+} и заселенность ими подрешеток в структуре минералов определялись по соотношению интегральных интенсивностей соответствующих дублетов. При этом предполагалось, что вероятности эффекта Мессбауэра одинаковы для ионов железа разной валентности и в различных позициях. Скоростные параметры спектров определены с погрешностью $\pm 0.009 \text{ мм/с}$. Погрешность определения содержания Fe^{2+} и Fe^{3+} в подрешетках составляет $\pm 1\%$.

Расчет параметров равновесия (T , P) для гранатсодержащих перидотитов производился с помощью гранат-ортопироксенового термобарометра (Никитина, 2005). Применение единого для всех ксенолитов термобарометра позволило избежать ошибок определения температуры и давления, связанных с несогласованностью различных термобарометрических инструментов между собой, и провести корректное сравнение значений параметров в различных ксенолитах и в различных регионах.

Погрешности определения температуры и давления равны соответственно 5 и 10%. Для определения температуры равновесия шпинелевых перидотитов, в которых отсутствует ассоциация гранат-ортопироксен, был использован модифицированный вариант двупироксенового термометра (Никитина, 2005). Значения P для шпинелевых перидотитов оценивались по уравнениям геотерм, построенным по P - T параметрам равновесия для гранат-ортопироксеновых ассоциаций в перидотитах для каждого региона (Глебовицкий и др., 2006).

Для оценки фугитивности кислорода использован шпинель-оливиновый геооксидометр (Taylor et al., 1998). Расчеты f_{O_2} выполнены для неизмененных, незональных зерен оливинов и шпинелей, содержание Fe^{3+} и

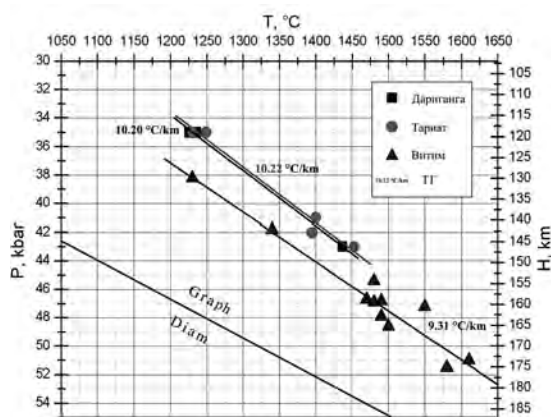


Рис. 1. P - T диаграммы для мантийных ксенолитов из вулканитов плато Дариганга, Тариатской депрессии и Витимского плато и соответствующие им геотермы.

Fe^{2+} в которых уточнено мессбауэровским методом. В работе используется значение $\Delta \log f_{\text{O}_2}$, где $\Delta \log f_{\text{O}_2} = (\log f_{\text{O}_2} - \log f_{\text{O}_2}^{\text{QFM}})$, которое показывает отклонение фугитивности кислорода в системе от фугитивности кислорода для буфера QFM (кварц-магнетит-фаялитовый буфер) при тех же значениях температуры и давления.

Результаты. Для оценки термальных режимов в мантии каждого региона построены геотермы, полученные для значительных интервалов глубин по данным P , T параметров равновесия образцов, а так же использованы величины геотермических градиентов (ТГ) определяемые отношением T/h , $^{\circ}\text{C}/\text{км}$ (здесь h – глубина в км, равная $3.4 \cdot P$, где давление выражается в килобарах). Поскольку значения ТГ для различных образцов в пределах каждого региона, оказались близкими, то для них были рассчитаны средние значения ТГ. Они равны: для мантии в пределах Тариатской депрессии – $10.22 \pm 0.4^{\circ}\text{C}/\text{км}$, плато Дариганга – $10.20 \pm 0.2^{\circ}\text{C}/\text{км}$, Витимского плато – $9.31 \pm 0.3^{\circ}\text{C}/\text{км}$. На рис. 1 фигуративные точки ксенолитов из базальтов Тариатского и Даригангского полей образуют различные, но близкие геотермы. Точки ксенолитов района Витимского плато образуют геотерму, смещенную относительно предыдущих в область более высоких давлений. P и T условия в верхней мантии, подстилающей рассматриваемые регионы, соответствуют полю стабильности графита.

Значения $\Delta \log f_{\text{O}_2}$ для ксенолитов плато Дариганга изменяются от -0.91 до -1.29, для Тариатской депрессии от -1.21 до -1.71 (Овчинников и др., 2005) и для Витимского плато от 0.03 до -1.08 (табл. 1). На диаграммах (рис. 2 и 3) при одинаковых значениях температуры и давления наблюдается разделение фигуративных точек ксенолитов, отобранных из базальтов в пределах полей плато Дариганга, Тариатской депрессии и Витимского плато, что вероятнее всего, отражает пространственную неоднородность в окислительно-восстановительном состоянии верхней мантии этих регионов. Фугитивность кислорода в мантии в пределах всех регионов ниже буфера QFM, только некоторые значения f_{O_2} ксенолитов Витимского плато близки к этому буферу.

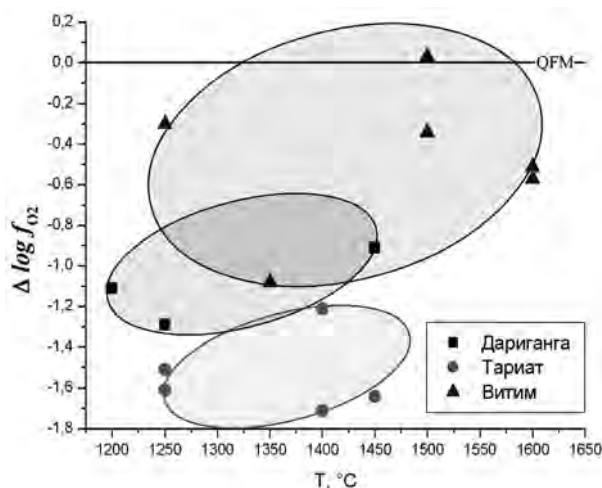


Рис. 2. Зависимость $\Delta \log f_{\text{O}_2}$ – фугитивности от температуры для ксенолитов из базальтов вулканических полей плато Дариганга, Тариатской депрессии и Витимского плато.

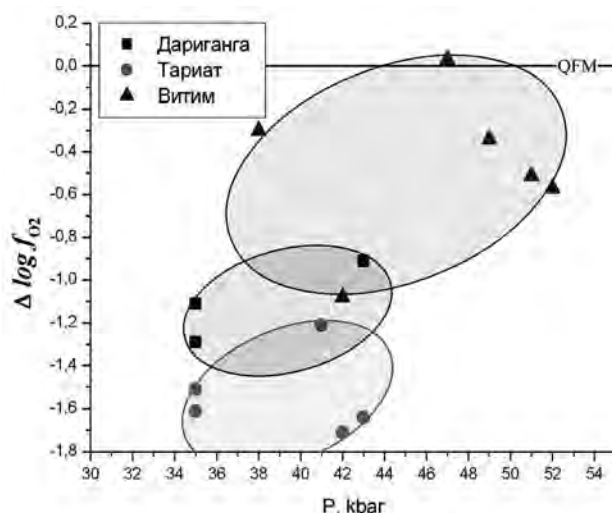


Рис. 3. Зависимость $\Delta \log f_{\text{O}_2}$ – фугитивности от давления для ксенолитов из базальтов вулканических полей плато Дариганга, Тариатской депрессии и Витимского плато.

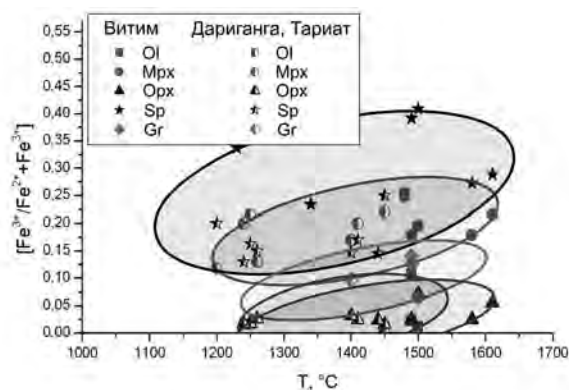


Рис. 4. Диаграмма зависимости степени окисленности железа в минералах ксенолитов от температуры.

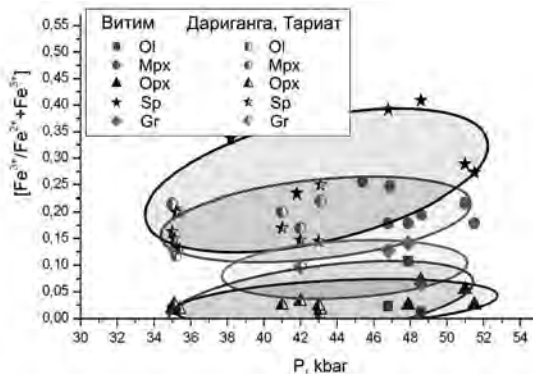


Рис. 5. Диаграмма зависимости степени окисленности железа в минералах ксенолитов от давления.

Степень окисленности железа в минералах - $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+}$ (ϕ) рассчитана на основе содержания Fe^{2+} и Fe^{3+} в минералах, которое уточнено Мёссбауэрским методом. Минералы ксенолитов характеризуются различной ϕ при одинаковых температурах (рис. 4) и давлениях (рис.5). Величины ϕ лишь в слабой степени зависят от изменения температуры и давления. Но нельзя не отметить наличие определенной зависимости для шпинели: ϕ этого минерала возрастает с увеличением давления и температуры.

Зависимость степени окисленности железа в минералах от $\Delta \log f_{\text{O}_2}$ наблюдаются только для шпинелей (рис. 6). Она описывается уравнением:

$$\phi_{sp} = 0.408 + 0.218 \Delta \log f_{\text{O}_2} + 0.03 (\Delta \log f_{\text{O}_2})^2$$

Решая данное уравнение относительно $\Delta \log f_{\text{O}_2}$, получаем возможность оценить фугитивность кислорода по данным о степени окисленности железа в шпинели:

$$\Delta \log f_{\text{O}_2} = 3.039 - 11.935 \phi_{sp} + 11.786 (\phi_{sp})^2$$

Установленная зависимость дает возможность оценивать фугитивность кислорода, основываясь лишь на данных по химическому составу и степени окисленности железа шпинели, без определения ϕ в других минералах и использования геооксобарометров. Погрешность определения по данному уравнению составляет $\pm 0,15$, что позволяет дать только полуколичественную оценку $\Delta \log f_{\text{O}_2}$. Столь значимая величина погрешности определения, связана с малым количеством точек и их сильным разбросом, поэтому в будущем необходимо уточнить это уравнение.

Закключение.

- Условия кристаллизации минеральных ассоциаций (T , P) в породах ксенолитов изученных регионов различны, что находит отражение в существовании индивидуальных геотерм и неодинаковых значениях геотермического градиента для верхней мантии, подстилающей Тариатскую депрессию ($\text{ТГ}=10.22^\circ\text{C}/\text{км}$); плато Дариганга ($10.20^\circ\text{C}/\text{км}$); Витимское плато – ($9.31^\circ\text{C}/\text{км}$). Повсеместно P - T условия в верхней мантии соответствуют полю стабильности графита;

- Разделение на диаграммах $\Delta \log f_{\text{O}_2} - T$ и $\Delta \log f_{\text{O}_2} - P$ фигуративных точек ксенолитов из базальтов плато Дариганга, Тариатской депрессии и Витимского плато, вероятнее всего, отражает пространственную неоднородность в окислительно-восстановительном состоянии верхней мантии этих регионов;

- Фугитивность кислорода в мантии в пределах всех регионов ниже буфера QFM, только некоторые значения f_{O_2} ксенолитов Витимского плато близки к этому буферу, что свидетельствует о преобладании в составе мантийного флюида CO_2 и H_2O ;

- Окисленность железа в минералах мантийных ксенолитов (ϕ) в незначительной степени зависит от изменения температуры и давления. Лишь в шпинелях ϕ слабо возрастает с увеличением давления (от 0.15 при 35 кбар до 0.40 при 48 кбар) и температуры (от 0.15 при 1250°C до 0.40 при 1500°C);

- Установленная для шпинели зависимость степени окисленности железа от $\Delta \log f_{\text{O}_2}$, позволяет оценивать фугитивность кислорода в мантии без определения содержания разновалентных форм железа в других минералах и использования сложных геооксобарометрических инструментов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 05-05-65307) и программы №4 фундаментальных исследований ОНЗ РАН (проект «Роль магматизма и метаморфизма в формировании раннедокембрийской литосферы»).

ЛИТЕРАТУРА

Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Салтыкова А.К., Пушкарев Ю.Д., Овчинников Н.О., Бабушкина М.С., Ащепков И.В. Термальная и химическая неоднородность верхней мантии Байкало-Монгольского региона (данные мантийных ксенолитов из кайнозойских базальтов) // Петрология. 2006. №4.

Никитина Л.П. Межфазовые геотермометры, геобарометры и геооксобарометры. СПб.: СПбГУ, 2005. 128 с.

Овчинников Н.О., Никитина Л.П., Салтыкова А.К., Владыкин Н.В. Валентное состояние железа и распределение Fe^{2+} и Fe^{3+} в структуре минералов мантийных ксенолитов из щелочных базальтов Монголии (по данным мёссбауэрской спектроскопии) // Зап. ВМО. 2005. Ч. СXXXIV. №2. С.21-37.

Taylor W.R., Kamperman M., Hamilton R. New thermobarometer and oxygen fugacity sensor calibrations for ilmenite- and chromium spinel-bearing peridotitic assemblages // Ext. Abstracts. 7 IGC. Cape Town, 1998. P. 891-892.

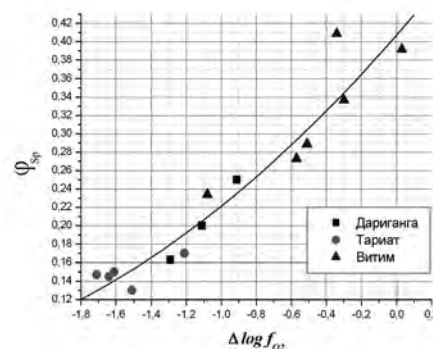


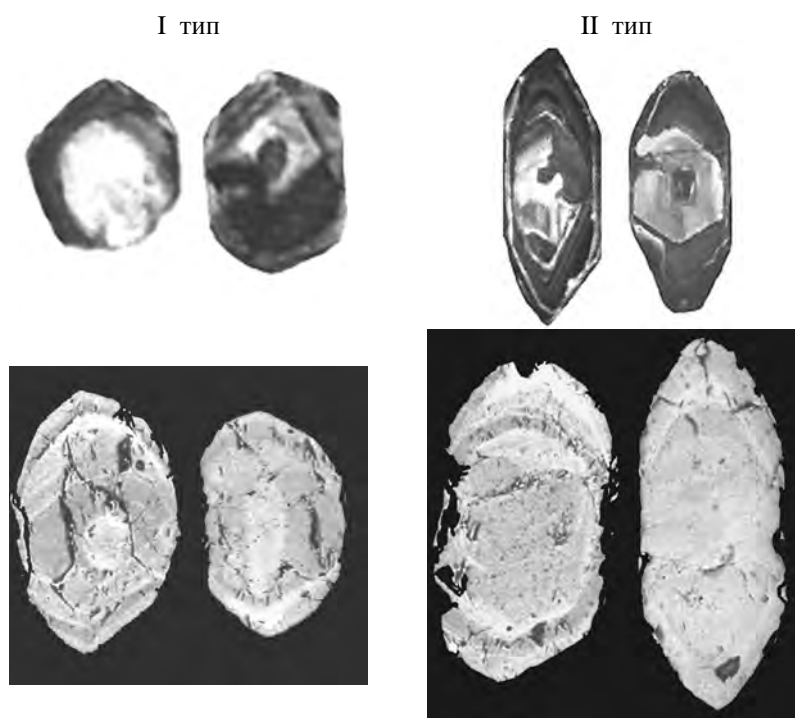
Рис. 6. Зависимость степени окисленности железа в шпинелях от фугитивности кислорода.

ОСОБЕННОСТИ ЦИРКОНОВ НИКОЛАЙШОРСКОГО ГРАНИТОИДНОГО МАССИВА ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Денисова Ю. В.

Институт геологии КНЦ УрО РАН, Сыктывкар, udenisova@geo.komisc.ru

Особую позицию среди гранитоидов Приполярного Урала занимают гранитоиды (гранито- гнейсы) Николайшорского массива, образующие пластовое тело среди гнейсов няртинского комплекса раннепротерозойского возраста. МНОГИЕ исследователи предполагают, что гранито- гнейсы данного массива образуют единый гранитидный комплекс с другими гранитоидами района.



Катодолюминесцентные и микрозондовые снимки цирконов Николайшорского массива.

Николайшорский гранитоидный массив приурочен в основном к няртинскому блоку и образует вытянутое в северо-северо- западном направлении тело длиной 4 км при средней ширине 1, 5 км. К югу от этого массива расположено еще одно тело (около 3 - 4 км), которое, по- видимому, можно также включить в состав Николайшорского массива. Более мелкие тела локализуются в основном на периферии няртинского комплекса. Массив сложен сильно преобразованными породами, близкими по структурным особенностям и химическому составу к гранитоидам.

Проведенные исследования кристаллов акцессорного циркона Николайшорского гранитного массива Приполярного Урала позволили на основе ряда признаков выделить морфологические типы циркона.

1. Светлоокрашенный короткопризматический циркон, преимущественно прозрачный. Размер зерен – 0,2 – 0,3 мм. Коэффициент удлинения – 0,8 – 1,2. Поверхность кристаллов - гладкая. На микрозондовых снимках, по сравнению с катодолюминесцентными снимками, наблюдается четкая зональность

2. БЛЕДНОКОРИЧНЕВЫЙ длиннопризматический циркон. Размер таких кристаллов – 0,5 – 0,9 мм. Коэффициент удлинения – 4,5 – 8,0. Поверхность кристаллов - шероховатая, ребра частично сглажены. При катодолюминесцентном свечении наблюдается зональность, кроме того, зерна данного типа характеризуются наличием четко выраженного ядра.

Морфологические особенности и внутреннее строение цирконов указывают на древнее происхождение слагающих Николайшорский массив гранитоидов и подтверждают предположении о полихронности гранитного магматизма на Приполярном Урале.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О МИНЕРАЛЬНОМ СОСТАВЕ КИМОЗЕРСКИХ КИМБЕРЛИТОВ (КАРЕЛИЯ).

Дубовикова З.Л., Арефьева А.Ю., Полеховский Ю.С.
СПбГУ, Санкт-Петербург, Zoyka-83@yandex.ru

Выявленные (1992-1999 гг.) в Онежском прогибе (Заонежский п-ов) кимозерские кимберлиты, в последние годы, привлекают внимание исследователей установленной алмазонасностью (Ушков, 2001) и нижнепротерозойским возрастом пород (1764 ± 125 млн. лет - Sm-Nd изохрона по (Mahotkin, 1999)). Вместе с тем, их минеральный состав недостаточно освещен в этих, пока единичных, публикациях.

Нами исследовались образцы и пробы кимберлитовых пород района Кимозеро петрографическим, рентгенометрическим и микрозондовыми методами, что позволило получить новые данные об особенностях первичного флогопита и некоторых вторичных минералов, а именно серпентина, хлорита и амфибола, характеристика которых приводится ниже.

Флогопит отмечается в породах в виде обособленных овальных, округлых (вероятно, оплавленных) кристаллов, размером от 0,1 до 2 мм. Большей частью, он замещен хлоритом и тремолитом (рис. 1); при неполных псевдоморфозах устанавливается плеохроизм минерала от розовато-коричневатого до зеленовато-желтого цвета.

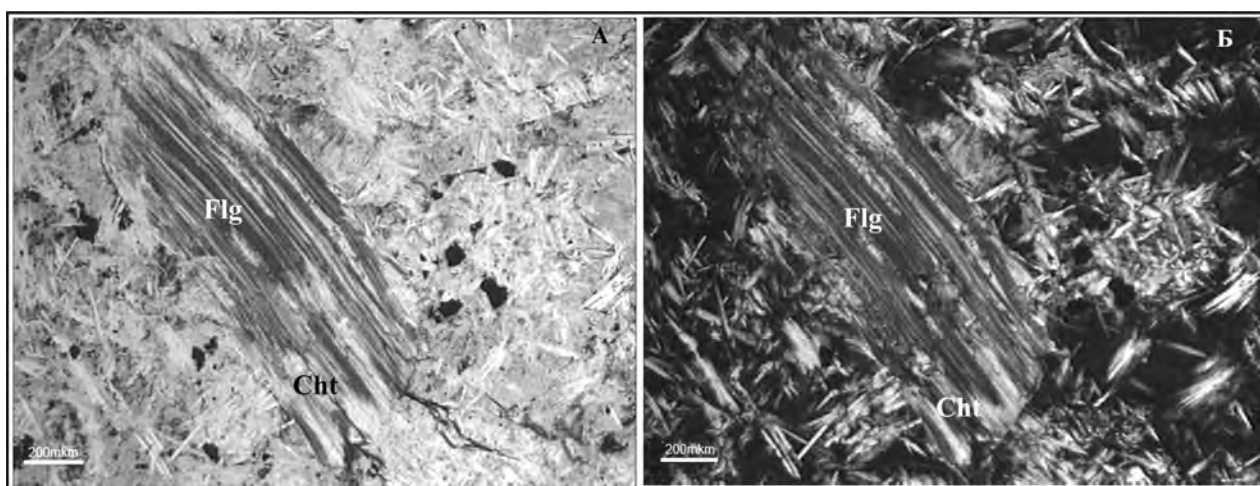
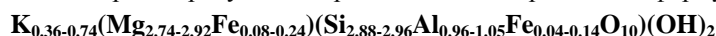
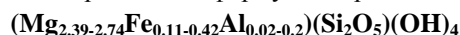


Рис.1. Зерно флогопита (Flg), замещаемое хлоритом (Chl), в серпентин-тремолитовой связующей массе кимберлита. А - без анализатора, Б - с анализатором.

Флогопит идентифицирован рентгенофазовым анализом. В его составе содержание: MgO – до 27%, ΣFeO – не более 7%, K₂O – до 7%; количество последнего уменьшается при серпентинизации и хлоритизации. Соотношение Mg и Fe приведено на диаграмме рисунка 2, вариации состава в расчетных формулах флогопита (n=6):



Серпентин является преобладающим минералом изученных пород. В кимберлитах он, обычно, нацело замещает фрагменты и связующий матрикс, создавая вторичную лучисто-розетчатую, спутанноволокнистую структуру, в которой тeneвым узором сохраняется реликтовая текстура первичного каркаса породы. Серпентинизация относится к наиболее ранней стадии вторичных изменений. Вначале она развивается, вероятно, по зернам оливина, с выделением магнетита, а затем по связующей массе кимберлита и ксенолитам. В свою очередь, устанавливается замещение таких агрегатов серпентина карбонатом, хлоритом и амфиболом. Данные по рентгенометрии и химическому составу позволили определить, что в серпентиновых агрегатах присутствуют антигорит и лизардит. Вариации - в расчетных формулах серпентинов (n=11):



Хлорит также относится к распространенному вторичному минералу изученных образцов кимберлитовых пород. Он замещает флогопит и агрегатный серпентин в виде мелко- и поликристаллических масс. Часто в таких массах наблюдаются длиннопризматические кристаллы, вероятно, более поздних тремолита и актинолита. По рентгенофазовым данным, хлорит идентифицируется клинохлором и шамозитом, а по химическому составу отвечает клинохлору и переходной разности к шамозиту. В проходящем поляризованном свете хлориты различаются интерференционной окраской: одни с аномальной индиго-синей (ранее считались пеннином), другие имеют обычную серую, грязно-желтоватую, первого порядка (собственно клинохлоры). Состав (рис. 3) и вариации в расчетных формулах хлоритов (n=10):



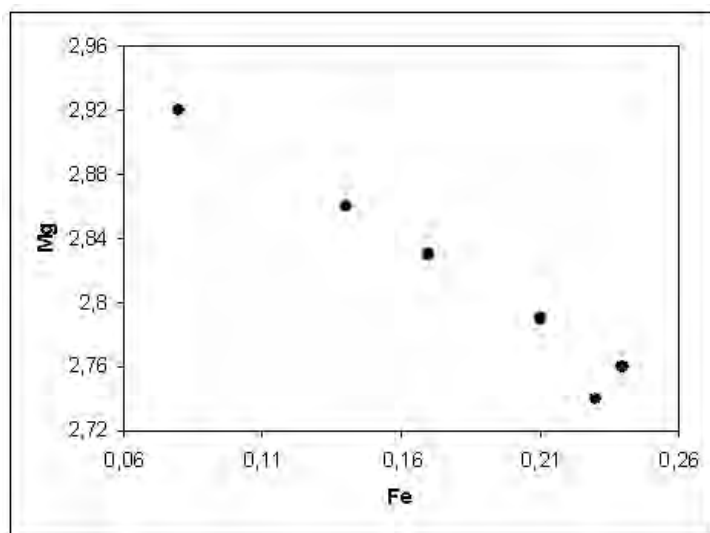


Рис.2. Диаграмма соотношений Mg и Fe в химическом составе флогопитов.

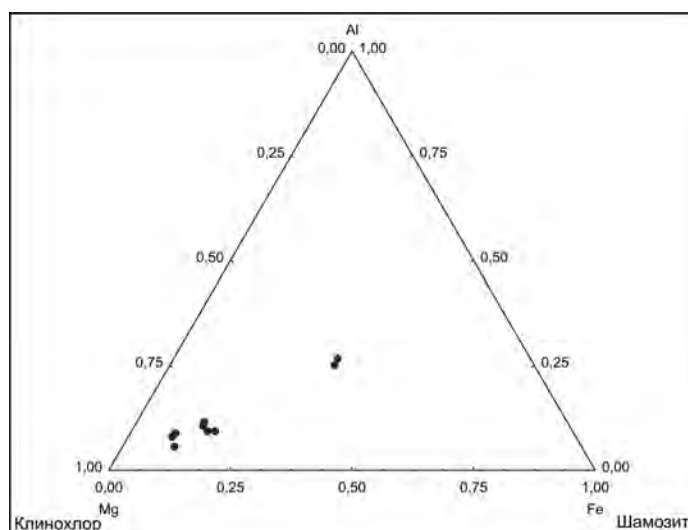


Рис.3. Диаграмма химического состава хлоритов

Амфибол часто наблюдается, как минерал поздней стадии эпигенетического изменения кимберлитов. Разноориентированные волокнистые пучки тонкопризматического, игольчатого бесцветного тремолита или бледно-зеленого актинолита развиты по агрегату серпентина или локализованы в виде обособленных кристаллов в хлоритовой массе. Данные рентгенометрии и химического состава амфиболов, подтвердили петрографические определения тремолита и актинолита. Содержание MgO колеблется в пределах 13-23%, ΣFeO 3-14%, состав амфиболов (рис.4) в расчетных формулах следующий ($n=6$):

1. $\text{Ca}_2(\text{Mg}_{4,02}\text{Fe}_{0,98})(\text{Si}_{7,79}\text{Al}_{0,21}\text{O}_{22})(\text{OH})_2$
2. $\text{Ca}_2(\text{Mg}_{4,26}\text{Fe}_{0,73}\text{Cr}_{0,01})(\text{Si}_{7,77}\text{Al}_{0,23}\text{O}_{22})(\text{OH})_2$
3. $\text{Ca}_{1,97}\text{Na}_{0,03}(\text{Mg}_{4,77}\text{Fe}_{0,23})(\text{Si}_{7,88}\text{O}_{22})(\text{OH})_2$
4. $\text{Ca}_{1,98}\text{Na}_{0,02}(\text{Mg}_{3,16}\text{Fe}_{1,65}\text{Al}_{0,22}\text{Mn}_{0,04})(\text{Si}_{7,79}\text{Al}_{0,21}\text{O}_{22})(\text{OH})_2$
5. $\text{Ca}_{1,9}\text{K}_{0,1}(\text{Mg}_{3,06}\text{Fe}_{1,65}\text{Al}_{0,22})(\text{Si}_{7,87}\text{Al}_{0,13}\text{O}_{22})(\text{OH})_2$
6. $\text{Ca}_{1,92}\text{Na}_{0,03}\text{K}_{0,05}(\text{Mg}_{3,22}\text{Fe}_{1,51}\text{Al}_{0,24}\text{Mn}_{0,03})(\text{Si}_{7,75}\text{Al}_{0,25}\text{O}_{22})(\text{OH})_2$

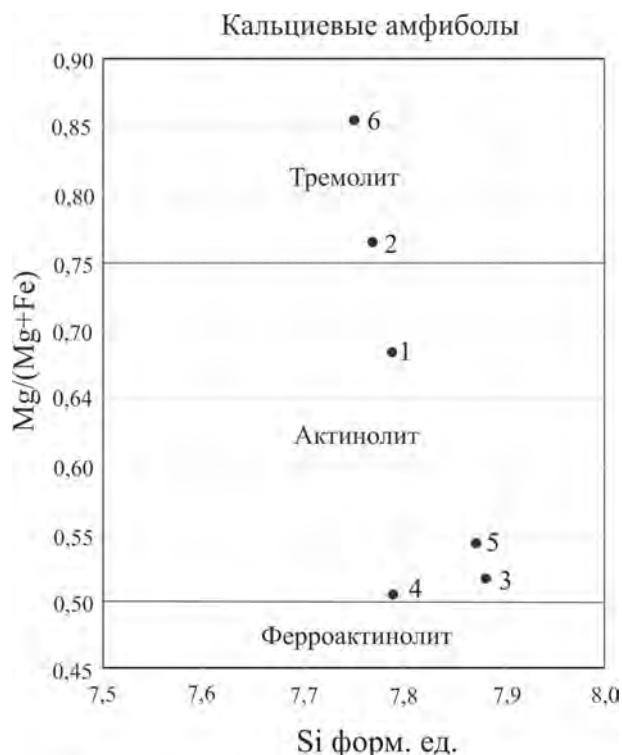


Рис.4. Диаграмма химического состава амфиболов

Полученные результаты являются начальным этапом нашего исследования этих уникальных образований, которое продолжается в рамках тематики изучения особенностей геологического строения учебно-производственных полигонов геологического ф-та СПбГУ в Карело-Кольском регионе.

ЛИТЕРАТУРА

Ушков В.В. Кимозерское проявление алмазоносных кимберлитов в Онежской структуре. В сб.: Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.3, Петрозаводск, 2001.

Mahotkin I.L. Age and geochemistry of rock samples from the Kemozero occurrence, Karelia, NW Russia. AMI. Report № 52390, 1999.

АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ СРЕДНЕДЕВОНСКИХ АЛМАЗОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮЖНОГО И СРЕДНЕГО ТИММАНА

Кателя О.В.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, katelya@geo.komisc.ru

На Южном Тимане среднедевонские отложения представлены асывовожской свитой. Свита сложена конгломератами, кварцевыми песчаниками желтого и розового цвета с прослоями гравелитов, алевролитов, светлых и черных глин. Полиминеральная алмазосодержащая палеороссыпь Ичетью (Средний Тиман), входит в состав пижемской свиты среднего девона. Свита сложена коричневато-серыми кварцевыми песчаниками с прослоями гравелитов и зеленовато-серых глин.

Несмотря на наличие промышленных концентраций алмазов в россыпи «Ичетью», и ее сравнительно хорошую изученность вопрос о генезисе алмазосодержащих пород остается предметом дискуссий. Дискутируется не только вопрос об условиях образования алмазосодержащих осадков, подвергается сомнению их осадочное происхождение. Сходная геологическая ситуация характерна для россыпи «Осень» (Южный Тиман), где пока найдено несколько кристалликов алмазов.

Для сравнения акцессорных минералов в девонских песчаниках и гравелитах асывовожской свиты и акцессорных минералов из песчаников и алевролитов пижемской свиты были выполнены минералогические исследования, включающие описание шлихов под бинокулярном и микроскопом, определение химического состава отдельных минералов на энергодисперсионном спектрометре, диагностика минералов проводилась в отдельных случаях рентгено-структурным методом.

Акцессорные минералы в песчаниках и гравелитах асывовожской свиты представлены турмалином, цирконом, лейкоксеном, рутилом, ильменитом, шпинелью, анатазом, отмечается кианит, эпидот, гематит. Акцессории в песчаниках и алевролитах пижемской свиты представлены цирконом, лейкоксеном, ильменитом, турмалином, рутилом, ставролитом, халькопиритом, шпинелью, анатазом, брукитом, куларитом, малаконом, гранатом, хромитом, моноцитом, ксенотимом, колумбитом, ильменорутилом, пироксеном, амфиболом, хлоритом.

По морфологическим признакам и видовому составу акцессорные минералы исследуемых свит довольно близки, но заметно отличаются по содержанию акцессориев. Определение химического состава отдельных минералов проводилось на энергодисперсионном спектрометре, JSM-6410 фирмы Link с программным обеспечением ISIS – 300. Ускоряющее напряжение 20 кВ. Сила тока 1 нА. Элементы U, Pb, Th измеряли по аналитическим линиям M_{a1} .

При количественном определении элементов проводили сравнение интенсивности линий исследуемых образцов, металлических стандартов: Zr - Zr, Fe - Fe, Hf - Hf, Pb - PbTe, Th - ThO₂, U - U. Учет фона и ошибка определения элементов заложены в программное обеспечение.

Для анализа на микрозонде исследуемые минералы запрессовывали в эпоксидную смолу. Полученные препараты полировали с использованием алмазной пасты.

Несмотря на низкие содержания элементов (порой очень низкие, вплоть до сотых долей процента), удалось установить, что ряд из них входят в состав цирконов, это – U, Hf, Th, Pb, Fe. Следует отметить, что мы использовали в отдельных случаях и те значения, которые имеют погрешность выше допустимой. Однако, учитывая, что они ложатся в общую картину распределения элементов, мы сочли целесообразным использование этих данных.

Таблица 1. Средние содержания ZrO₂ и HfO₂ и их отношение в цирконах

Свита		Морфологический тип цирконов								
		I			II			III		
		ZrO ₂	HfO ₂	ZrO ₂ /HfO ₂	ZrO ₂	HfO ₂	ZrO ₂ /HfO ₂	ZrO ₂	HfO ₂	ZrO ₂ /HfO ₂
асывовожская свита	a	60.84	0.38	160.1	63.7	0.22	289.5	60.33	0.45	134.1
	b	65.79	0.51	129	63.23	0.24	263.5	65.23	1.5	43.5
пижемская свита	a	64.45	0.12	537.1				69.59	0.24	290
	b	68.75	0.1	687.5				68	1.32	51.5
	a	67.21	1.28	52.5						
	b	65.5	0.25	262						

Примечание: части кристаллов: а – центральные, b – краевые. Морфологические типы цирконов: I – окатанные округлые полупрозрачные обломки желтовато-розового, светло-розового цвета. II – полупрозрачные удлинённые обломки окатанной формы, образованные призматическими кристаллами бледно-розового, розового и желтого цвета. III – прозрачные кристаллы, окрашенные в коричневатно-желтые, бледно-розовые тона, призматического габитуса, слабо окатанные.

Особое внимание заслуживает анализ значение ZrO₂/HfO₂ отношений для выявления характера эволюции Р-Т условий кристаллизации циркона (Багдасаров, 1989; Xuezhao, 1996). Уменьшение ZrO₂/HfO₂ в цирконах от центра к периферии кристалла указывает на кристаллизацию минерала в условиях падения температуры и давления. Это в общем случае характерно при кристаллизации магматических пород. По нашим данным цирконы асывовожской свиты кристаллизовались в условиях падения температуры и давления, так как во всех морфологических типах циркона наблюдается уменьшение ZrO₂/HfO₂ от центра к периферии кристалла (табл. 1).

В цирконах пижемской свиты картина несколько иная: первый морфологический тип этого минерала, судя по ZrO₂/HfO₂ кристаллизовался при повышении температуры и давления, а третий морфологический тип при понижении температуры и давления. К сожалению, мы не смогли пока получить данные по второму морфологическому типу циркона из пород пижемской свиты.

Кроме циркона микрозондовые исследования были выполнены для рутила и турмалина, именно эти минералы составляют наряду с цирконом основную часть акцессориев в исследуемых породах.

Установлено, что состав рутила типохимичен: Cr характерен для рутила из кимберлитов, Nb – из щелочных пород, V – из основных пород и карбонатитов, Sn – из пегматитов (Годовиков, 1983). Исходя из полученных нами данных рутила как из песчаников и гравелитов асывовожской свиты, так и из песчаников и алевролитов пижемской свиты содержат заметное количество V, часто Nb и в отдельных случаях Cr, причем содержание Cr в рутилах из пород пижемской свиты несколько выше и отмечается он чаще, чем в рутилах из пород асывовожской свиты.

По составу турмалинов можно сделать вывод о том, что все исследованные образцы в породах пижемской свиты, относятся к шерлам. В породах асывовожской свиты так же большинство исследованных турма-

линов можно отнести к шерлам, однако здесь отмечаются так же и турмалины близкие по своему составу к драгатам. Известно, что шерл является полигенным минералом, он встречается в гранитах, пегматитах, грейзенах, скарнах, вторичных кварцитах, гидротермальных и метаморфических ассоциациях, а драгит типичен для метаморфизованных или скарнированных карбонатных пород, а также для метасоматически измененных основных и ультраосновных пород (Годовиков, 1983).

Сравнительный минералогический анализ отложений пижемской и асывовжской свит, показал максимальную близость первоисточников акцессорных ванадий-хромсодержащих рутилов – индикаторов основного-ультраосновного платформенного магматизма в первой из названных свит.

Проведенные исследования позволяют сделать вывод о том, что породы пижемской и асывовжской свит формировались в близких фациальных условиях при размытии гетерогенного субстрата, алмазы в девонских терригенных отложениях Среднего и Южного Тимана относятся к минералам ближнего сноса. Расстояние до источников сноса не превышает первые десятки километров.

ЛИТЕРАТУРА

- Багдасаров Э. А. Индикаторное значение цирконий-гафниевого отношения цирконов // Типоморфизм, синтез и использование циркона. Киев, 1989. С. 59 – 63.
Годовиков А. А. Минералогия. М., Недра. 1983. 647с.
Хуэцзяо В., Сонгниан Л., Хяочун Г., Хуиминг Л. The minerageny of magmatogenic and metamorphogenic zircons and its application // Abstracts IGC 30th, Beijing, China, 1996. P. 464.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ЦИРКОНОВ ИЗ ПИТЕРЛИТОВ САЛМИНСКОГО ГРАНИТНОГО ПЛУТОНА (СЕВЕРНОЕ ПРИЛАДОЖЬЕ)

Кисеева Е.С.

СПбГИ им. Г.В.Плеханова / ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, kiseeva_kate@mail.ru

Введение. Циркон относится к числу широко распространенных акцессорных минералов и присутствует практически во всех типах горных пород. Ярко выраженная морфологическая изменчивость, широкий спектр примесей редких и редкоземельных элементов, способность накапливать и удерживать в структуре благодаря высокой механической, термической и химической устойчивости продукты распада радиоактивных изотопов – все это обуславливает широкое использование циркона как носителя генетической и геохронологической информации. Интерес к циркону применительно к решению геохронологических и геохимических задач особенно возрос с появлением локальных методов исследования. В настоящее время самым широко используемым методом изотопного датирования является U-Pb метод, выполняемый на цирконах.

Настоящая работа посвящена изучению акцессорного циркона гранитов Салминского плутона, одного из наиболее интересных представителей комплексов гранитов-рапакиви, с которым ассоциирует редкометальное оруденение (Бескин С.М. и др., 1983; Эволюция...1985; Amelin Yu.V., 1997).

Геологическое положение Плутона. Салминский плутон расположен на северо-восточном берегу Ладожского озера. Плутон имеет около 125 км в длину, занимает около 4500 км² и является одним из самых молодых в этом районе, его породам соответствуют датировки порядка 1,530-1,545 млрд. лет.

Главной разновидностью пород плутона, слагающей около 70% его площади, являются типичные розовые биотит-роговообманковые овоидные граниты-рапакиви (выборгиты), отнесенные Л.П.Свириденко и С.М.Бескиным к комплексу ранних гранитов **А** (Рисунок). Вторыми по распространенности являются выходы средне- равномернозернистых лейкократовых биотитовых гранитов, составляющих комплекс поздних гранитов **Б**. Небольшую площадь занимают фтор-литиевые редкометальные граниты или комплекс самых молодых гранитов **В**. Каждый из этих комплексов подразделяется на ранние, более крупнозернистые, поздние, более мелкозернистые, и жильные фазы.

Вероятно под влиянием внедрения более поздних гранитов **Б** и **В**, граниты **А** претерпели значительные изменения, выраженные в кремнекальциевом метасоматозе с образованием питерлитов и неравномернозернистых аляскитоидных гранитов (Бескин, 1983). Эти породы занимают большую часть выходов гранитов **А** и играют заметную роль в строении массива. Является очевидным тот факт, что разные части и фазы выборгитов (или гранитов **А**) претерпели изменения в различной степени.

Цель исследований и фактический материал. Целью работы является анализ особенностей морфологии, анатомии и состава акцессорного циркона из различных разновидностей питерлитов и выявление вариаций этих особенностей в зависимости от степени изменения первичных гранитов. Для анализа были отобраны 5 проб цирконов из образцов пород поля развития питерлитов, представляющих 1-3 фазы и жильную фазу (аплит) гранитов **А**, а также наиболее сильно измененный гранит, вероятно 2 фазы.

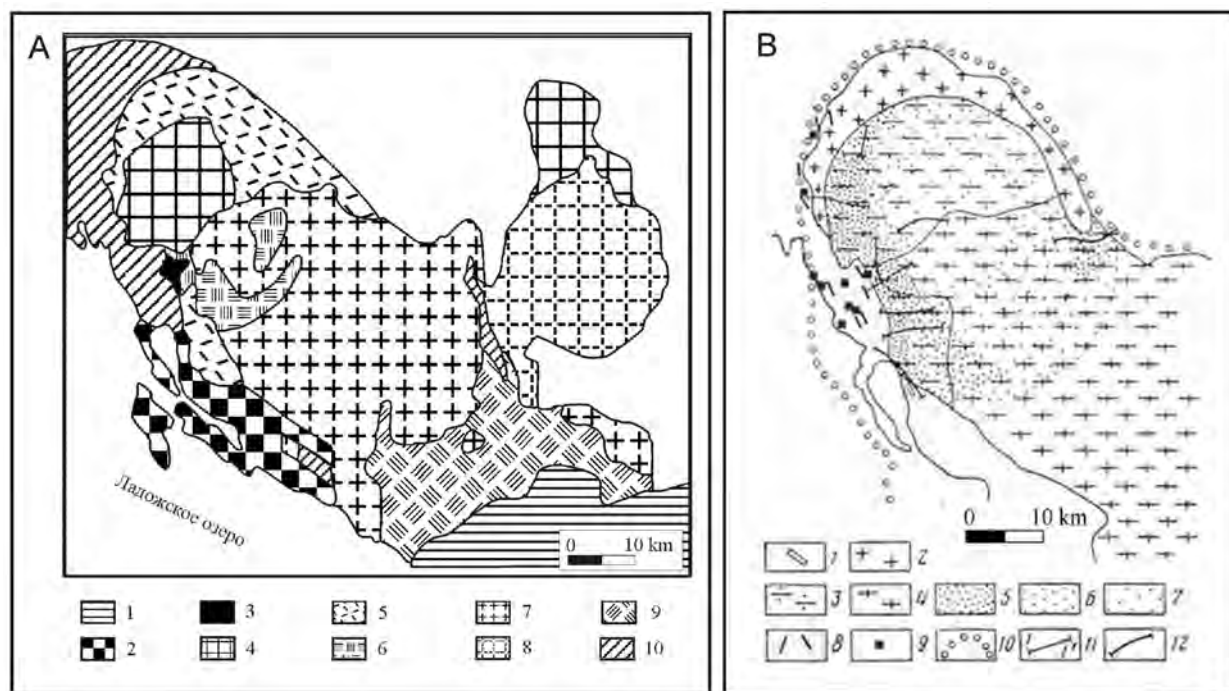


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Салминского массива, А – по Amelyn, 1997; В – по С.М.Бескину, 1983.

Условные обозначения к А: 1 - платформенный чехол; 2 - Вулканогенно-терригенные породы Салминской свиты; 3-9 породы Салминского комплекса: 3 – альбит-литиевые сидерофильные граниты, 4 – порфировидные мелкозернистые биотитовые граниты, 5 – равномернозернистые биотитовые граниты, 6 – порфировидные мелкозернистые биотит-амфиболовые граниты, 7 – выборгиты, питеклиты, 8 – сиенограниты, биотит-амфиболовые граниты (Ульялегиевые граниты), 9 – Габбро-нориты, габбро, анортозиты, монзониты, кварцевые монзониты; 10 – раннепротерозойские (Свекокарельские) гнейсы и сланцы, породы карбонат-терригенного комплекса; В: 1 – комплекс самых поздних гранитов: средне- и средне-мелкозернистые микроклин-альбитовые субщелочные граниты с протолигионитом; 2 – комплекс поздних гранитов: среднезернистые лейкограниты с биотитом; 3,4 – комплекс ранних гранитов: 3 – разномелкозернистые порфировидные биотитовые граниты, 4 – крупносреднезернистые порфировидные и оvoidные биотит-рогообманковые граниты-рапакиви; 5-7 – зоны микроклинизации и аляскитизации, 5 – интенсивно, 6 – умеренно, 7 – слабо проявленные; 8,8 – рудопоявления и месторождения: 8 – тантала и ниобия, 9 – олова и полиметаллов; 10 – подземный контур гранитов по Δg ; 11 – линия разреза; 12 – полевые маршруты.

Аналитические методы исследования. На начальном этапе работы была проведена минеральная сепарация циркона из образцов путем дробления породы (щековая дробилка Retsch BB 51), отмучивания, электромагнитной сепарации (электромагнитный валковый сепаратор ЭВС-10/5) и гравитационного осаждения в тяжелых жидкостях (CHBr_3 с плотностью $2,89 \text{ г/см}^3$ и CH_2I_2 с плотностью $3,34 \text{ г/см}^3$). Далее, выделенные из породы кристаллы циркона изучались с помощью оптической микроскопии на бинокулярном микроскопе Leica DC 180.

Часть кристаллов (порядка 25-30 из каждой пробы) была помещена в цилиндрическую отливку из эпоксидной смолы («шайбу»), отшлифована примерно до половины толщины зерен и отполирована. Для катодолуминесцентного изучения происходило напыление на установке EMITECH K450X для термического распыления углерода с опциональным модулем K350 для катодного распыления золота. Для получения катодолуминесцентного изображения использовался сканирующий электронный микроскоп CamScan MX2500 с катодолуминесцентной системой CLI/QUA2, Benthams. При изучении состава циркона был использован растровый электронный микроскоп-микроанализатор JXA – 8600S фирмы Jeol. Исследования были проведены в лабораториях ЦИИ ВСЕГЕИ, растровая электронная микроскопия - в лаборатории СПГИ (ТУ).

Статистическая обработка полученных результатов проводилась с помощью компьютерных программ Statistica 6.0. и Microsoft Excel.

Результаты исследований. Проанализировав цирконы каждой пробы, можно подчеркнуть некоторые их особенности:

Морфологические особенности. Цирконы из всех пород отличаются идиоморфностью зерен и призматическим обликом с коэффициентом удлинения варьирующим от 1,5-2 (20%) до 3-4(80%). Цвет цирконов - от бледно-желтовато-розоватого до интенсивно коричневого, обусловленного, вероятно, примесью трехвалентного железа. В каждой из пород цирконы варьируют в разной степени от прозрачных, практически незатронутых изменением, до мутных с многочисленными примесями и включениями других минералов. В наиболее сильно измененных породах наблюдается ослабление прозрачности и внутренней сохранности кристаллов.

Особенности состава. Наиболее широкий диапазон различных по составу и примесям цирконов присутствует в измененной жильной породе. Наиболее узкий диапазон наблюдается в цирконе из питерлита по 1 фазе гранитов **А**. Во многих цирконах наблюдается примесь Се, Th, Yb и REE. В измененной жильной породе происходит обособление REE в собственные минеральные фазы – ксенотим и монацит, находящиеся во внутренних зонах или по периферии кристаллов циркона. Содержание в цирконах Hf варьирует от 0,29 в наименее измененной пробе питерлита по 1-ой фазе до 3,51% в цирконах из наиболее сильно измененной породы. При повышении степени трещиноватости, с которой сопряжены изменения цирконов, содержание Hf соответственно увеличивается. В наиболее трещиноватых и измененных зонах появляются примеси Al, Ca и Fe с содержаниями до 2% и выше.

Особенности анатомии. В подавляющем большинстве кристаллов каждой породы в катодоллюминесцентном и изображении в обратно отраженных электронах наблюдаются следы изменений и деформаций, выраженные в повышенной трещиноватости, в нарушенной, прерывистой первичной зональности роста, иногда полностью отсутствующей ввиду изменений и в частичной резорбции обычно внутренних частей кристалла с последующей регенерацией. Обнаружено двухфазное строение кристаллов циркона из всех отобранных проб. Во внутренней зоне (ядре) наблюдаются раскристаллизованные расплавные включения, что подтверждает магматическую природу цирконов. Внешняя оболочка характеризуется отсутствием расплавных включений при наличии газовой-жидких, свидетельствующих о ее постмагматическом происхождении.

Закключение и выводы. В результате проведенных исследований, становится очевидным, что цирконы из различных разновидностей питерлитов характеризуются широким диапазоном изменений морфологии и внутреннего строения. Особенности их анатомии свидетельствуют о неоднократной резорбции кристаллов с последующей регенерацией. В зависимости от степени изменения, в цирконах повышается содержание примесей Al, Ca, Fe, Th и REE (Се и Yb групп). Это характерно для всех исследованных пород, что говорит об однотипных процессах их преобразования. Кроме того, исходя из проведенного анализа становится очевидной необходимость детальных исследований особенностей цирконов из типичных неизмененных выборгитов и типичных разновидностей гранитов **Б** (второго комплекса).

Работа поддержана грантом CRDF ST-015-2

Автор благодарит за помощь и содействие в написании работы с.н.с. Н.Г.Бережную и с.н.с. Е.В.Толмачеву, ЦИИ ВСЕГЕИ; с.н.с. В.А.Михайлова, ОГУМРЭ ВСЕГЕИ за предоставление материалов и выражает особую признательность своим учителям проф. М.А.Иванову и проф. Ю.Б.Марину, СПГТИ(ТУ).

ЛИТЕРАТУРА

- Бескин С.М., Лишневикий Э.Н., Диденко М.Н. Строение Питкярантского массива в Северном Приладожье (Карелия). М: Известия Академии Наук. Серия геологическая № 3, (1983), с. 19-26.
Эволюция докембрийского магматизма (на примере Карелии). Под ред. Л.П.Свириденко. Л.: Наука, (1985), 256 с.
Amelin Yu.V., Larin A.M., Tucker R.D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution, Contrib Mineral Petrol (1997) 127: 353-368.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНАЯ РАСТВОРИМОСТЬ КВАРЦА ВО ФТОРИДНЫХ РАСТВОРАХ ПРИ 200°C И 50-150 МПа И РАСЧЕТ СОДЕРЖАНИЙ ВОЗМОЖНЫХ ЧАСТИЦ КРЕМНЕЗЕМА

Коньшев А.А., Аксюк А.М.

ИЭМ РАН, г. Черноголовка, konyshev@iem.ac.ru

Фтор - один из распространенных компонентов природных магматических и гидротермальных флюидов. Наиболее высокие концентрации фтора характерны для редкометальных месторождений, где они могут достигать 2 моль/кг H₂O во флюидах, связанных с формированием Li-F гранитов (Аксюк, 2002). Такие высокие концентрации F являются своеобразным индикатором благоприятных условий для формирования танталовых и других редкометальных месторождений. Фторсодержащие растворы играют особенно заметную роль в переносе кремнезема и формировании кварцевых жил и околосильных метасоматитов на грейзеновых и редкометальных пегматитовых месторождениях. В данной работе обсуждаются результаты экспериментального изучения кварца при 200°C и давлениях 50-150 МПа (0,5-1,5 кбар) и расчетов возможного состава водно-фторидных частиц кремнезема во фторидных растворах по программе HCN Ю.В. Шварова (1999).

Растворимость кварца изучена экспериментально при 200°C и давлениях 50-150 МПа.

Техника и методика эксперимента. Эксперименты проводились в автоклавных печах с автоматической регулировкой температуры и заданием требуемого давления в автоклаве путем заполнения его расчетным количеством воды. Опыты велись в герметичных платиновых ампулах. Растворимость кварца определялась по потере веса монокристалла. В опытах использовались цилиндрики, вырезанные из оптически прозрачного

природного кварца из ядра пегматитовой жилы. Образец кварца массой 0,2 - 0,6 г помещался в ампулу вместе с 1,7 - 3,0 мл раствора. Исходные концентрации HF в растворах менялись от чистой воды до 2 моль HF на 1 кг воды. Количество растворившегося кварца определялось по потере веса. Концентрация растворенного кремнезема в растворе после опыта рассчитывалась по соотношению: $m_{Si(aq)} = \Delta SiO_2 / 60,0843 V_{aq}$, где $m_{SiO_2(aq)}$ – молярная концентрация Si в растворе, моль/кг H₂O; ΔSiO_2 – потери массы кристалла кварца, мг; V_{aq} – масса раствора, г. Принималось, что молекулярная масса кремнезема равна 60,0843, плотность разбавленных растворов близка к плотности чистой воды, равной при комнатных условиях 1 г/см³. Изменение плотности раствора в ходе опыта не учитывалось. Длительность опытов составляла от трёх до четырёх недель. **Результаты опытов** представлены в таблице 1.

Обсуждение результатов экспериментов. Результаты опытов (Таблица 1 и рис. 1) показывают, что растворимость кварца в водных растворах с низкой концентрацией HF (до $0,01 m_{HF}$), остаётся на уровне растворимости в чистой воде (Manning, 1994). Хотя результаты наших экспериментов в воде требуют уточнений из-за «вялой» кинетики процесса растворения и, по-видимому, недостаточной длительности наших опытов. «Излом» изотермы наблюдается свыше $0,01 m_{HF}$. Что связано с возрастанием роли кремнезём-гидроксофторидных комплексов в этих растворах.

Таблица 1. Условия и результаты опытов при 200°C

200°C			
50 МПа	100 МПа	150 МПа	log m _{HF}
	log m _{SiO₂}		
-0,08602	-0,09031	-0,28643	0,371068
-0,15354	-0,17749	-0,20341	0,373293
-0,46137	-0,40966	-0,50159	0,20412
-0,56771	-0,6408	-0,68087	-0,0324
-0,96625	-0,96418	-0,90119	-0,32651
-1,7029	-1,65421	-1,54805	-1,00132
-1,9791	-1,9147	-1,68553	-1,31784
-2,12028	-2,04586	-1,76619	-1,87461
-2,15907	-2,14719		-2,50708
-2,13768	-2,27609		H ₂ O
-2,36588	-2,33645	-2,31208	H ₂ O (Manning, 1994)

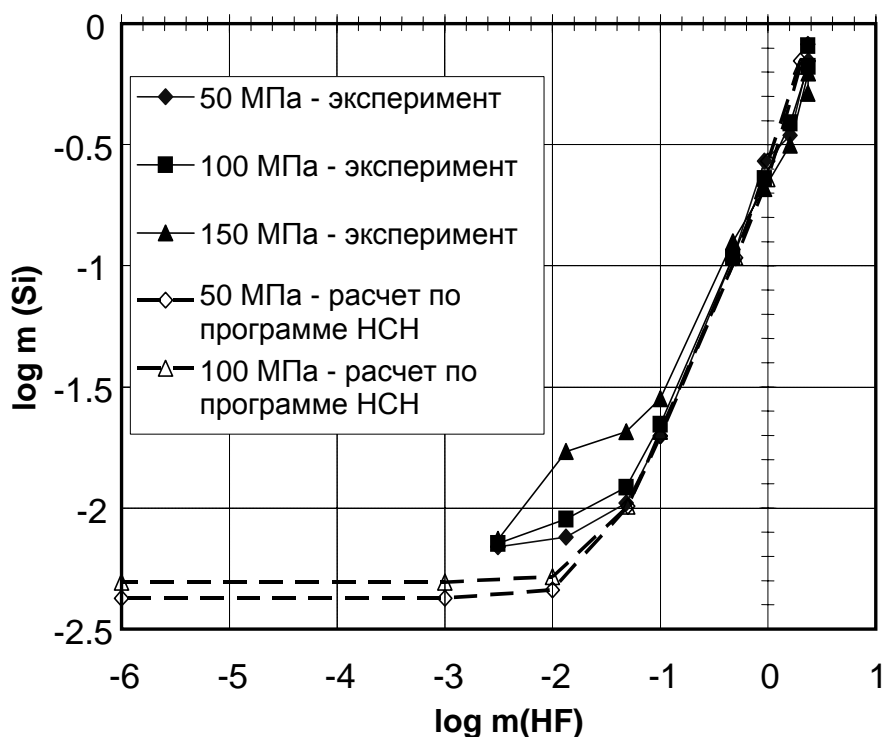


Рис. 1. Растворимость кварца при 200°C и 50 – 150 МПа.

При концентрации m_{HF} около 0.1 происходит резкое возрастание растворимости кварца и уже при концентрации около 0.5 m_{HF} все три изотермы имеют очень близкие значения и разница между растворимостью при различных давлениях становится малой. Высокую растворимость кварца во фторсодержащем водном флюиде по сравнению с чистой водой объясняют образованием в растворе фторсодержащих комплексов кремнезема: при 15°C и 1 атм - комплекса $[\text{SiF}_5^-]$ (Буслаев, 1960); при 600°C и 1 кбар - $\text{SiF}_3(\text{OH})$ (Haselton, 1984); при 300-600°C и 1 кбар - комплекса $\text{SiF}(\text{OH})_3$ или образованием суммарного «кажущегося» комплекса близкого к $\text{SiF}(\text{OH})_3$ (при 500-700°C и 1 кбар) (Аксюк, Жуковская, 1998).

Расчет состава раствора и распределение возможных Si-F-OH комплексов. Расчет состава раствора при растворимости кварца во фторидных растворах сделан по программе Ю.В. Шварова HCH (Shvarov, 1999). Результаты расчетов для давлений 50 и 100 МПа приведены в таблицах 2 и 3 и на рис. 1 и 2.

Таблица 2. Формы нахождения Si в растворе равновесном с кварцем при 200°C

log m_{SiO_2} (200°C 100МПа)							
H_3SiO_4^-	H_4SiO_4	$\text{Si}(\text{OH})_2\text{F}_2$	SiF_4	SiF_5^-	SiF_6^{2-}	Суммарная lg m (Si)aq	log m_{HF}
-8,91624	-2,67722	-0,17887	-8,69852	-6,12658	-4,31811	-0,17746	0.30103
-9,12147	-2,95525	-0,64291	-9,34858	-6,7925	-5,01023	-0,64078	0
-8,67977	-2,72584	-0,97174	-10,2356	-7,74346	-6,04935	-0,96415	-0,30103
-7,85251	-2,30792	-1,80186	-12,3138	-10,2356	-8,58509	-1,68398	-1
-7,71514	-2,30761	-2,28201	-13,2744	-11,0974	-9,75946	-1,99359	-1,30103
-7,38129	-2,30733	-3,5488	-15,8083	-13,9309	-12,9077	-2,28311	-2
-6,86825	-2,30726	-5,60105	-19,9128	-18,5486	-18,0527	-2,30703	-3
-5,45402	-2,30725					-2,30694	H ₂ O

Таблица 3. Формы нахождения Si в растворе равновесном с кварцем при 200°C

log m_{SiO_2} (200°C 50МПа)							
H_3SiO_4^-	H_4SiO_4	$\text{Si}(\text{OH})_2\text{F}_2$	SiF_4	SiF_5^-	SiF_6^{2-}	Суммарная lg m (Si)aq	log m_{HF}
-9,07129	-2,6982	-0,15476	-9,44549	-6,824	-4,99398	-0,15351	0.30103
-9,16907	-2,88585	-0,56979	-10,0879	-7,48582	-5,68725	-0,56769	0
-8,99565	-2,87378	-0,97163	-10,9037	-8,34458	-6,60717	-0,96622	-0,30103
-8,12794	-2,43708	-1,79137	-12,9798	-10,6156	-9,1076	-1,70284	-1
-7,91545	-2,37246	-2,22769	-13,9171	-11,6551	-10,2579	-1,99304	-1,30103
-7,58192	-2,37218	-3,46968	-16,4013	-14,427	-13,3319	-2,3388	-2
-7,07271	-2,37211	-5,49678	-20,4556	-18,9856	-18,4087	-2,37178	-3
-5,60689	-2,3721					2,37185	H ₂ O

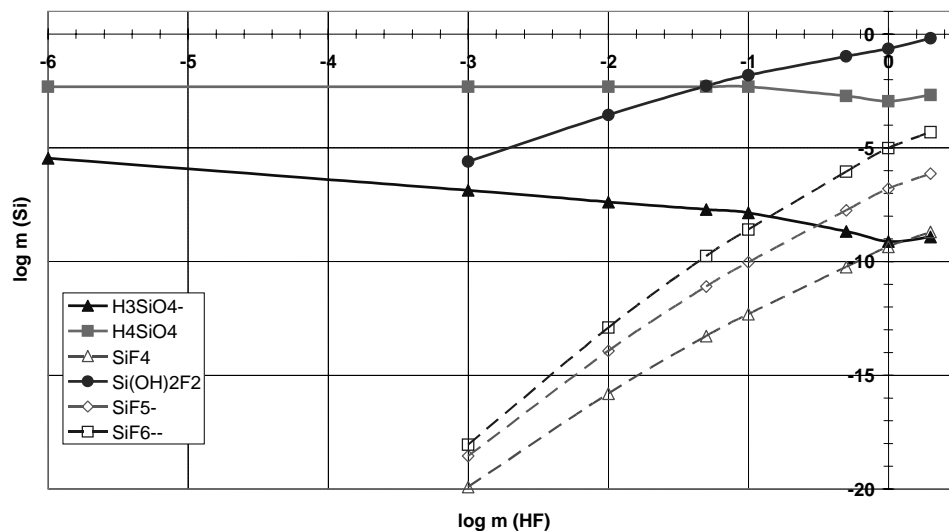


Рис. 2. Распределение частиц кремния в растворе, равновесном с кварцем, при 200°C и 100 МПа.

Сравнение величин общих концентраций кремния в растворах, полученных в ходе экспериментов и расчетов, показывает, что они оказываются очень близкими для растворов, где концентрации были больше 0,1m HF и несколько различаются для меньших концентраций. Расчетные растворимости оказались ниже экспериментальных значений, как и данные для более высоких (150 МПа) давлений.

Определенные по НСН программе устойчивые в растворе кремний содержащие частицы и их содержания приведены в таблицах 2 и 3.

Обсуждение результатов расчетов. Согласно расчетам, в растворах могут присутствовать как незаряженные частицы: H_4SiO_4 , $\text{Si}(\text{OH})_2\text{F}_2$, SiF_4 , так и заряженные частицы: H_3SiO_4^- , SiF_5^- и SiF_6^{2-} .

Уровень и распределение частиц при различных давлениях остаются близкими. На рис. 2 показаны данные для давления 100 МПа. Из рисунка видно, что до концентраций 0,01м HF в растворе преобладает комплекс $\text{Si}(\text{OH})_4$, типичный для чисто водного раствора. При концентрациях выше 0,1м HF наибольшую концентрацию в растворе уже имеет нейтральная частица $\text{Si}(\text{OH})_2\text{F}_2$, т.е. начинает преобладать Si-частица также с четверной координацией, но где половина (ОН)-групп замещено фтором.

Содержания других комплексов в растворе, равновесном с кварцем при 200°C и в диапазоне концентраций от чистой H_2O до 1м HF, остаются очень низкими, менее 10^{-5}м , т.е. пренебрежимо малы. Причем, согласно расчетным данным содержание заряженного комплекса H_3SiO_4^- , не содержащего в своем составе F, уменьшается с ростом концентрации HF в растворе. Содержание других F-содержащих частиц: SiF_4 , SiF_5^- и SiF_6^{2-} напротив, - резко возрастает с увеличением концентрации HF в растворе. Но даже при 2м HF в растворе их концентрации остаются заметно ниже концентраций $\text{Si}(\text{OH})_4$ и тем более $\text{Si}(\text{OH})_2\text{F}_2$.

Если сравнить результаты расчетов с экспериментальными данными, когда «валовой», суммарной, кажущейся частицей остается частица $\text{Si}(\text{OH})_3\text{F}$, то тогда следует предположить распределение наиболее устойчивых частиц в растворе при этих параметрах: $\text{Si}(\text{OH})_4$ и $\text{Si}(\text{OH})_2\text{F}_2$, как 1/1, согласно соотношению: $2 \text{Si}(\text{OH})_3\text{F} = \text{Si}(\text{OH})_2\text{F}_2 + \text{Si}(\text{OH})_4$.

Работа поддержана грантами РФФИ № 06-05 64980 и НШ-7650.2006.05

ЛИТЕРАТУРА

- Аксюк А.М. (2002) Экспериментально обоснованные геофториметры и режим фтора в гранитных флюидах // Петрология. Т. 10, № 6, с. 630-644.
- Аксюк А.М., Жуковская Т.Н. (1998) Растворимость кварца в водных растворах фтористоводородной кислоты при температурах 500-1000°C и давлениях 100-500 МПа // ДАН, 301, № 2, с. 244-247.
- Буслаев Н. С. и др. (1960) // Изв. СО АН СССР. Сер. техн. наук. Тю10, с. 57-63.
- Haselton H. T. (1984) // Amer. Geophys. Union Trans. vol. 65. P. 308.
- Manning C. E. (1994) The solubility of quartz in the lower crust and upper mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 58, No 22. P. 4831-4839.
- Shapovalov Yu.B., Balashov V.N. (1990) Quartz solubility in hydrofluoric acid solutions at temperatures between 300 and 600°C and 1000 bar pressure // Experiment-89. Informative volume. M.: Nauka, 1990, p. 72-74.
- Shvarov Yu. V. (1999) Algorithmization of the numeric equilibrium modeling of dynamic geochemical processes // Geochemical International. V. 37. P. 571-576

ВЛИЯНИЕ ВЫСОКОТЕМПЕРАТУРНОГО ОТЖИГА НА СОДЕРЖАНИЕ АЛЮМИНИЕВЫХ ПАРАМАГНИТНЫХ ЦЕНТРОВ В КВАРЦЕ

Котова Е.Н.

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, enkotova@geo.komisc.ru

Результаты работы базируются на радиоспектроскопическом изучении жильного кварца и горного хрусталя приполярноуральской кварцевожильно-хрусталеносной провинции. Задачей настоящих исследований являлись выявление и оценка содержания наиболее распространенных структурных примесей алюминия в основных промышленных и потенциально промышленных типах жильного кварца. К таковым относятся гигантозернистый молочно-белый и прозрачный жильный кварц, в том числе его высокопрозрачные разновидности, гранулированный кварц, первично-мелкозернистый кварц, а также горный хрусталь. В рабочую коллекцию было включено около сотни образцов кварца, отобранных на месторождениях (Желанное, Николайшор, Центральная Лапча, Центральный и Верхний Парнук) и некоторых кварцевожилых проявлениях Верхнекожимского района.

Спектры электронного парамагнитного резонанса (ЭПР) порошковых препаратов кварца регистрировались на серийном спектрометре X-диапазона SE/X-2547 (RadioPAN, Польша). Содержание структурных примесей алюминия в кварце оценивалось по стандартной методике на основе измерения концентраций связанных с ними парамагнитных центров (Экспрессное..., 1991). Такие центры образуются при радиационном облучении кварца и обусловлены возникновением областей с локальным избытком электрического заряда при изоморфном замещении примесью алюминия ионов кремния в структуре минерала. Для выявления примесных парамагнитных алюминиевых центров и оценки их концентраций нами использована следующая методика. Сначала образцы отжигались при 530°C и облучались дозой γ -лучей

в 30 Мрад, что приводило к интенсивному захвату дефектами свободных электронов или дырок и обеспечивало переход регулярных алюмощелочных комплексов в парамагнитные $[\text{AlO}_4]^{0-}$ -центры, их концентрация – C_1 . Далее проводился высокотемпературный отжиг проб при температуре 1000 °С, в течение часа, с последующим облучением дозой 30 Мрад. Следует отметить, что ранее высокотемпературный отжиг проб жильного кварца приполярноуральских объектов не проводился, хотя он очень важен, поскольку регистрируемая ЭПР концентрация (C_2) отвечает общему количеству примесного алюминия в кварце, а отношение (C_2/C_1) растет с увеличением степени дефектности кварца и его насыщенности ОН-группами.

Результаты оценки содержания структурных примесей алюминия в изученном кварце приведены в таблице. Большой интерес представляет природа возрастания алюминиевых центров при высокотемпературном отжиге проб. Ранее отмечалось, что это может быть связано либо с присутствием в кварце алюминия в неструктурной форме, который при высоких температурах входит в кристаллическую структуру, либо с присутствием структурного алюминия, остающегося в непарамагнитной форме при облучении отожженных при 530 °С проб (Вахидов, 1975; Кузнецов, 1998). Рассчитанные нами коэффициенты термической активации алюминиевых центров $K_T = C_2/C_1$, отражают степень их возрастания при высокотемпературном отжиге (см. таблицу). Замечено, что чем больше общее содержание алюминиевых центров (C_2), тем выше значение K_T (рис. 1). Максимальный эффект возрастания этих центров в результате высокотемпературного отжига характерен для дымчато-цитриновых кристаллов. Эти же кристаллы, как известно, характеризуются наиболее сильным поглощением в инфракрасной области, указывающим на высокое содержание в них ОН-групп. Наиболее вероятной причиной возрастания содержания алюминиевых центров при высокотемпературном отжиге проб является распад алюмоводородных и других сложных дефектов, связанных с алюминием и их переход в обычные парамагнитные $[\text{AlO}_4]^{0-}$ -центры (Лютюев, 2004). На диаграмме соотношения содержания алюминиевых центров и коэффициента K_T фигуративные точки, отвечающие различным типам кварца распадаются на две области (рис. 1). В первой области мы наблюдаем прямую корреляционную зависимость между содержанием алюминиевых центров и K_T . Очевидно, что существенный вклад в содержание алюминиевых центров здесь вносят алюмоводородные разновидности дефектов, переходящие в парамагнитное состояние после высокотемпературного отжига и облучения. В эту область попадают околонедровой кварц и дымчато-цитриновые кристаллы. Для второй области точек характерен широкий диапазон значений K_T при относительно узкой вариации содержания алюминиевых центров и, следовательно, отсутствие корреляционной зависимости между этими величинами. Общему содержанию алюминия во втором случае отвечают в основном алюмощелочные разновидности дефектов. В данную область попадают гигантозернистый молочно-белый, первичный мелкозернистый, стекловидный, гранулированный, высокопрозрачный реликтовый кварц и дымчатые кристаллы.

Таблица 1. Содержание структурных примесей в кварце

Характеристика кварца	Число проб	$[\text{AlO}_4]^{0-}$ центры		
		C_1 , усл.ед.	C_2 , усл.ед.	K_T
Первично мелкозернистый (согласные жилы)	11	$\frac{7-23}{13}$	$\frac{18-45}{32}$	$\frac{1.2-3.6}{2.5}$
Гигантозернистый молочно- белый слабопрозрачный (согласные жилы)	9	$\frac{12-29}{17}$	$\frac{25-58}{35}$	$\frac{1.1-3.8}{1.9}$
Гигантозернистый стекловидный(согласные жилы)	7	$\frac{30-66}{52}$	$\frac{55-76}{68}$	$\frac{1.1-2.1}{1.4}$
Гранулированный (согласные жилы)	15	$\frac{1-36}{19}$	$\frac{10-95}{41}$	$\frac{1.4-3.2}{2.0}$
Гигантозернистый молочно- белый слабопрозрачный (секущие жилы)	22	$\frac{13-41}{24}$	$\frac{22-64}{45}$	$\frac{1.3-2.8}{2.1}$
Гигантозернистый высокопрозрачный (реликты в слабопрозрачном кварце секущих жил)	9	$\frac{17-51}{39}$	$\frac{45-98}{65}$	$\frac{1.0-2.8}{1.8}$
Гигантозернистый полупрозрачный околонедровой	7	$\frac{46-119}{76}$	$\frac{68-161}{123}$	$\frac{1.2-2.8}{1.7}$
Горный хрусталь (дымчатые кристаллы)	12	$\frac{15-63}{33}$	$\frac{29-101}{57}$	$\frac{1.2-3.1}{1.8}$
Горный хрусталь (дымчато-цитриновые кристаллы)	8	$\frac{60-116}{90}$	$\frac{144-359}{268}$	$\frac{1.8-3.8}{3.0}$

Примечание: C_1 – содержание алюминиевых центров в кварце измеренное в пробах после отжига 500°С и облучения дозой 30Мрад; C_2 – содержание алюминиевых центров в кварце измеренное в пробах после отжига 1000°С и облучения дозой 30 Мрад; K_T – коэффициент термической активации алюминиевых центров (C_2/C_1). В числителе интервал, в знаменателе – среднее значение.

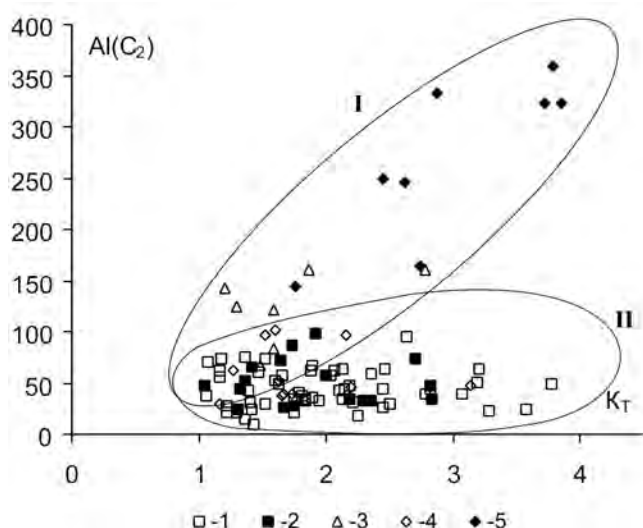


Рис. 1. Соотношение содержания $[AlO_4]^0$ -центров в кварце и коэффициента термической активации ($K_t = C_3/C_2$) для различных типов жильного кварца: 1 – гигантозернистый молочно-белый согласных жил, стекловидный, гранулированный, первично-мелкозернистый; 2 – гигантозернистый молочно-белый секущих жил, высокопрозрачный реликтовый; 3 – околонедровый; 4 – дымчатые кристаллы; 5 – дымчато-цитриновые кристаллы.

Таким образом, различные типы жильного кварца приполярноуральских месторождений дифференцированы как по общему содержанию алюминиевых центров, так и по их алюмощелочной специализации.

Работа поддержана грантами Президента РФ «Молодые кандидаты наук» МК-1044.2005.5.

ЛИТЕРАТУРА

Вахидов Ш. А., Гасанов З. М., Самойлович М. И., Яркулов У. Радиационные эффекты в кварце. Ташкент: ФАН, 1975. 188 с.

Кузнецов С. К. Жильный кварц Приполярного Урала. СПб.: Наука, 1998. 203 с

Лютюев В. П. Особенности вхождения примесей алюминия в кристаллическую структуру минералов кремнезема // Материалы Междунар. семинара «Кварц, кремнезем». Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 28—31.

Раков Л. Т. Поведение парамагнитных дефектов при термическом отжиге кварца // Кристаллография. 1983. Т. 34, вып. 1. С. 260—262.

Экспрессное определение методом ЭПР содержаний изоморфных примесей в образцах кварцевого сырья: Методические рекомендации. М.: ВИМС, 1991.

РЕДКОМЕТАЛЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ КАРБОНАТИТОВ ВУЛКАНА КЕРИМАСИ (ВОСТОЧНО-АФРИКАНСКИЙ РИФТ, С.ТАНЗАНИЯ)

Купцова А.В., Петров С.В.

СПбГУ, Санкт-Петербург, irbis_313@mail.ru

Исследование редкометалльной минерализации проводилось в элювиальных отложениях кратерных фаций паразитических конусов карбонатитового вулкана Керимаси (Северная Танзания). В работе применен шлиховой метод опробования, который позволил впервые выделить и проанализировать редкие минералы эффузивных карбонатитов (карбонатитовые туфы и туфобрекчии) и базальтовых лито- кристаллокластических туфов (содержащих, в том числе, и обломки кальцитовых карбонатитов).

В тяжелой немагнитной фракции шлихов обнаружены: бастнезит, кальцитрит, бадделит, пироклор, пировскит, титанит, апатит, флюорит, барит, кальцит.

Минералы группы пироклора были классифицированы по габитусу и морфологии поверхностей. Выделено три группы: кристаллы октаэдрического, кубооктаэдрического габитуса и кристаллы с комбинацией граней (111), (100), (110). Последние две грани всегда имеют подчиненное значение, по отношению к граням октаэдра и наблюдаются лишь в комбинациях с ним (рис.1a,b,c).

По морфологии поверхностей минералы группы пироклора не отличаются разнообразием, в отличие от пироклоров из древних карбонатитов и их кор выветривания. Различаются кристаллы: 1) с неразвитым микрорельефом, гладкие, с острыми ребрами; 2) с мелкочешуйчатым рельефом, «округленными» ребрами; 3) пористые, с червеобразными углублениями (рис.1d,e,f).

Химический состав пироклоров прослежен по результатам 11 микрозондовых анализов (табл. 1). Состав пироклоров существенно не отличается как друг от друга, так и в пределах одного зерна. Они характеризуются низкой дисперсией содержаний Na, Ca, Ti, Nb и Al. По соотношению главных катионов в позиции В изученные пироклоры относятся к подгруппе собственно пироклоров ($Nb+Ta > 2Ti$).

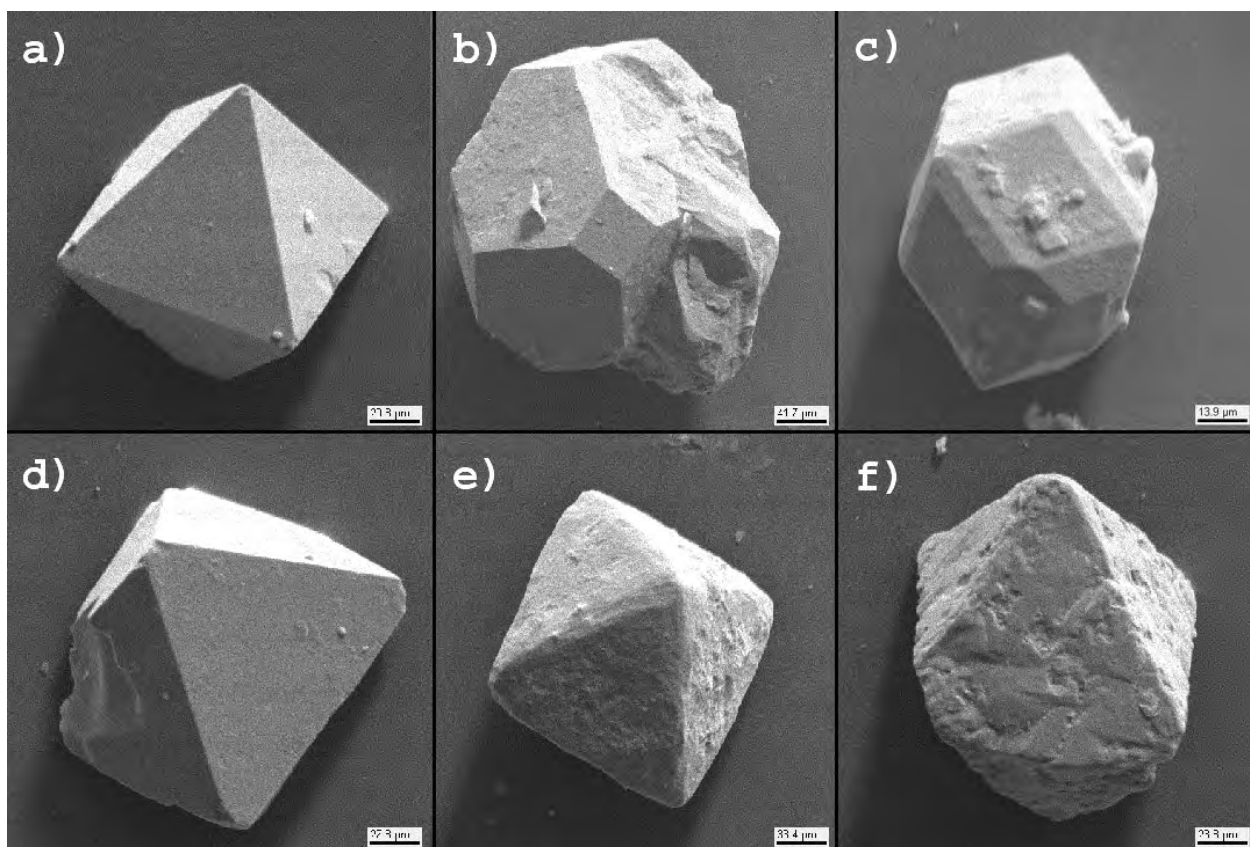


Рис.1. Габитус (а – октаэдрический, б – кубооктаэдрический, с – с комбинацией граней (111), (100), (110) и морфология (d – кристаллы с неразвитым микрорельефом, е – с мелкочешуйчатым рельефом, f - с червеобразными углублениями) кристаллов пироклора.

Таблица 1. Формульные коэффициенты пироклоров

Анализы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
При $\Sigma B=2$: Позиция В											
Nb	1,70	1,57	1,42	1,60	1,55	1,50	1,59	1,55	1,64	1,61	1,62
Ti	0,21	0,24	0,28	0,17	0,17	0,22	0,25	0,25	0,24	0,23	0,31
Fe	0,09	0,08	0,05	0,07	0,06	0,04	0,08	0,05	0,05	0,07	0,03
Al	-	0,11	0,12	0,16	0,22	0,25	0,07	0,14	0,07	0,09	0,04
Si	-	-	0,13	-	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00	2,00
Позиция А											
Na	0,63	0,46	0,54	0,56	0,59	0,52	0,54	0,47	0,53	0,52	0,55
Ca	1,21	1,22	1,05	1,10	1,07	1,04	1,27	1,22	1,29	1,18	1,21
Sr	-	-	-	-	-	-	-	0,01	0,01	0,01	0,01
U	0,02	0,03	0,01	-	-	0,01	0,03	0,01	0,02	0,01	0,01
Сумма	1,86	1,71	1,60	1,67	1,67	1,57	1,84	1,70	1,85	1,72	1,78

Примечания: зоны кристаллов: 1,2,3,4, 7 – центральная; 6, 8,9 – промежуточная; 5,10,11 – краевая зоны. Аналитик: А.В. Антонов (ВСЕГЕИ)

В целом для химического состава пироклоров отмечается отсутствие (в пределах обнаружения) таких основных элементов структуры как: Та в позиции В, и Th, Ва и REE в позиции А. Дефицит катионов в А-позиции незначителен (Hogarth D.D., 1977). Отмечается прямая взаимосвязь между содержанием Са и суммарным количеством катионов в А-позиции, в меньшей степени такая зависимость наблюдается для Na.

Перовскит представлен кристаллами кубического и кубооктаэдрического габитуса с характерной смоляно-черной окраской (рис. 2). Исследованные перовскиты отличаются значительными колебаниями содержаний элементов-примесей (табл. 2). Причем для основных элементов структуры разница между минимальным и максимальным значением не превышает 25%, а для остальных колеблется в среднем от 60 до 92%.

Таблица 2. Формульные коэффициенты перовскитов

Структурная формула рассчитана на 3 атома кислорода										
Анализы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Na	0,04	0,02	0,04	0,04	0,02	-	-	-	0,12	0,07
Ca	0,88	0,98	0,96	0,93	0,97	0,98	0,97	0,96	0,79	0,90
La	-	0,01	-	0,01	-	-	-	-	0,01	-
Ce	0,08	0,02	0,02	0,03	-	-	0,01	0,02	0,07	0,02
Al	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe	0,02	0,07	0,07	0,07	0,02	0,01	0,02	0,02	-	-
Ti	0,96	0,87	0,84	0,84	0,99	1,00	0,96	0,97	0,92	0,96
Nb	0,01	0,05	0,08	0,08	-	-	0,02	0,02	0,06	0,04
Анализы	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Na	0,01	0,03	0,02	0,01	0,02	0,01	-	0,01	-	0,02
Ca	0,95	0,95	0,93	0,98	0,95	1,00	0,94	0,94	0,96	0,95
La	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ce	0,02	0,03	0,03	-	0,01	0,03	0,04	0,03	0,02	-
Al	0,02	-	0,03	-	-	-	-	0,04	0,05	0,03
Fe	-	0,01	0,06	0,01	-	0,06	0,02	0,01	0,02	0,01
Ti	0,97	0,99	0,84	1,00	1,01	0,88	0,95	0,95	0,95	0,98
Nb	0,02	-	0,08	-	-	0,04	0,02	0,01	-	0,01

Примечания: 1 – кратер Лалуни; 2-20 – различные зоны кубоктаэдрических кристаллов перовскита, кратер Кизета. Аналитик: Антонов А.В. (ВСЕГЕИ).

В сравнении с перовскитами массивов Кольского полуострова отмечается обогащение Al, Fe и обеднение Sr, Nd, Pr, Nb. Зональность в распределении примесей не установлена, однако иногда более железистые и ниобиевые разности слагают оторочки кристаллов. Отмеченная ранее во многих работах (Чернышева, 1990, Campbell, 1997) синхронность колебания содержаний REE и Nb сохраняется, наблюдается прямая корреляция между концентрациями Fe и Nb (0,72), Na и REE (0,60).

Апатит отмечается в виде бесцветных изометрических зерен или призматических кристаллов. Апатит из карбонатитов вулкана Керимаси не содержит значимых концентраций примесных элементов, в нем часто отсутствует фтор (табл. 3). В некоторых образцах отмечается наличие Fe, Si, Al, Sr.

Таблица 3. Формульные коэффициенты минералов группы апатита

Анализы	1	2	3	4	5	6	7
Ca	5,00	5,00	5,00	4,96	4,95	4,93	4,95
Fe	-	-	-	-	-	-	0,01
Sr	-	-	-	0,04	0,05	0,07	0,04
Сумма	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Si	-	-	-	-	-	-	0,11
Al	-	-	-	-	-	0,28	0,07
P	2,28	3,05	3,02	3,05	2,96	3,10	3,01
Сумма	2,28	3,05	3,02	3,05	2,96	3,37	3,19
F	-	-	-	0,56	-	0,54	0,56
Анализы	8	9	10	11	12	13	14
Ca	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Fe	-	-	-	-	-	-	-
Sr	-	-	-	-	-	-	-
Сумма	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Si	-	-	-	-	-	-	-
Al	-	-	-	-	-	-	-
P	2,76	2,91	2,85	3,03	3,02	3,25	2,83
Сумма	2,76	2,91	2,85	3,03	3,02	3,25	2,83
F	-	-	-	-	-	-	-

Примечания: кратеры: 1-7 – Кизета; 8-14 – Лалуни. Аналитик: Антонов А.В. (ВСЕГЕИ)

Кальцитрит образует желтые и коричнево-желтые прозрачные изометрические зерна и тройники дитетрагонально-дипирамидальных индивидов (рис. 3). Химический состав кальцитрита близок к стехиометрическому (табл. 4). Характерной особенностью является повышенное содержание Al и Fe, а также отсутствие таких примесей, как REE и Si.

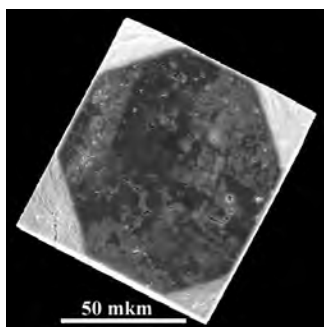


Рис.2. Перовскит

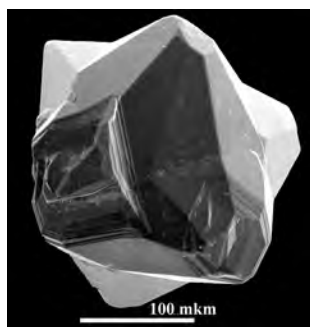


Рис.3. Кальцитрит

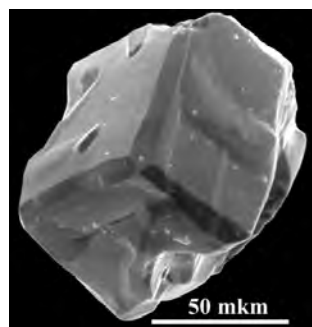


Рис.4. Бастнезит



Рис.5. Бадделлит

Таблица 4. Формульные коэффициенты кальцитритов

Анализы	1	2
Структурная формула рассчитана на 16 атомов кислорода		
Ca	1,96	1,95
Al	0,19	-
Fe	0,15	0,09
Ti	1,77	2,03
Zr	5,00	4,93

Примечания: кратеры: 1- Кизета, 2- Лалуни. Аналитик: Антонов А.В. (ВСЕГЕИ)

Бастнезит представлен мелкими темно-красными ромбоэдрическими кристаллами, двойниками и сростками, зернами с индукционными гранями (рис. 4). В составе минерала резко преобладает церий.

Бадделлит обнаружен в виде достаточно крупных (до 0,5 мм) бесцветных вытянутых кристаллов (рис. 5). В химическом составе минерала не обнаружено примесей, за исключением гафния.

ЛИТЕРАТУРА

- Hogarth D.D. Classification and nomenclature of the pyrochlore group. American Mineralogist, Volume 62, 1977
 Чернышева Е.А., Нечелюстов Г.Н., Квитко Т.Д., Вейс Б.Т. Эволюция состава перовскита в щелочных породах нижне-сянского карбонатитового комплекса. Геохимия, №9, 1990
 Linda S. Campbell, P. Henderson, F. Wall. Rare earth chemistry of perovskite group minerals from the Gardiner Complex, East Greenland. Mineralogical Magazine, vol. 61, 1997

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В КВАРЦЕ ЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ ЕРМАКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ БЕРИЛЛИЯ

Лыхин Д. А., Козловский А.М.
 ИГЕМ РАН, Москва, liha@igem.ru

В составе комплексных исследований магматизма и рудообразования на Ермаковском флюорит-фенакит-берtrandитовом месторождении нами были выполнены работы по изучению расплавных включений во вкрапленниках кварца рудоносного Штока щелочных гранитов. Ермаковское месторождение является одним из самых крупных месторождений бериллия на территории России. Оно расположено в Западном Забайкалье и пространственно и во времени связано с щелочными гранитами (Лыхин и др., 2001). Ермаковское месторождение относится к берtrandит-фенакитовой формации (Гинзбург и др., 1965) а так же является уникальным по запасам, минералогии и содержанию бериллия до 1,3 % BeO (Куприянова и др., 1994). Наиболее полные сведения о геологическом строении месторождения, главных минеральных типах руд и их генезисе представлены в работах (Гинзбурга и др., 1969, 1977; Новиковой и др., 1994, 1998).

Петрографически рудоносный Шток щелочных гранитов представлен порфировидными породами с вкрапленниками кварца и щелочного пертитового полевого шпата в количестве до 20 %. Основная масса пород мелкозернистая и состоит из тех же минералов, тонкорассеянного рудного минерала, а также акцессорного циркона.

Таблица 1. Составы гомогенизированных стекол расплавных включений из щелочных гранитов

№ пробы	E-300-3	E-300-8	E-300-13	E-300-14	E-300-15	E-300-18	E-300-21	E-300-23	E-400-1	E-400-4	E-400-5
Размер (мкм)	33	37	30	44	59	30	30	74	30	30	30
SiO ₂	73,78	66,66	72,89	70,25	71,04	73,37	71,55	72,22	68,97	70,82	70,77
TiO ₂	0,23	0,28	0,31	0,51	0,2	0,14	0,15	0,21	0,17	0,04	0,15
Al ₂ O ₃	10,55	13,7	10,59	8,55	10,45	10,11	9,8	8,01	8,85	12,44	10,29
FeO	2,74	4,27	3,73	6,48	2,75	3,56	3,64	2,73	2,45	0,85	1,93
MnO	0,31	0,32	0,27	0,62	0,36	0,16	0,17	0,21	0,23	0,19	0,28
MgO	0,01	0,01	0	0,07	0,03	0,02	0,05	0,05	0,04	0,02	0,04
CaO	0,01	0,02	0,05	0,04	0	0	0	0	0,1	0	0,15
Na ₂ O	4,65	5,47	5,25	3,43	4,75	3,53	3,74	4,93	4,09	3,52	2,28
K ₂ O	4,58	6,67	5,24	5,43	4,53	4,91	5,87	4,38	5,83	6,42	6,23
P ₂ O ₅	0	0	0	0,04	0,02	0	0,01	0,04	0	0	0
Rb	0	1660	3510	0	0	1810	1910	1390	-	-	-
Zr	2900	2000	4700	1900	1300	2400	3400	1300	-	-	-
F	1,1	0,99	2,27	2,1	1,12	0,79	1,76	1,27	1,73	1,11	1,62
Cl	0,09	0,02	0,06	0,02	0,22	0,02	0,06	0,04	0,4	0,11	0,29
к.а.	1,19	1,18	1,35	1,35	1,22	1,10	1,28	1,60	1,47	1,02	1,02
Сумма	96,86	97,4	98,33	95,42	94,1	95,8	94,98	92,78	90,73	94,3	92,12
Cr	0,39	0,4	1,5	0,41	0,58	0,41	0,37	0,44	0,43	0,54	0,4
Sr	0,39	40	62	5,8	0,91	71	16	1,64	0,79	2,6	5,4
Zr	1227	807	3420	1793	1238	1704	2156	618	249	267	211
Ba	1,6	6,1	22	11	5,8	11	8,8	7	2	5,8	16
Ce	89	171	233	190	106	137	159	66	94	101	93
Sm	1,8	3,68	9,7	7	2,14	4,9	5,1	1,93	1,8	2,1	1,8
Er	4,6	4,19	15	11	4,41	9	10	4,19	2,1	1,6	2,9
Th	40	132	117	97	40	201	85	36	33	26	29
Yb	6	5,23	19,5	15	5,6	12	13,7	5,66	2,4	2,7	3,9
Dy	3,9	4,41	16	11	4,2	8,6	9,3	3,89	2,48	1,4	2,82
Eu	0,33	0,67	1,78	1,52	0,53	1,02	1,28	0,42	0,09	0,16	0,18
Nd	13	28	50	39	16	24	32	11	13	15	13
La	58	118	128	108	68	81	89	43	76	66	71
Nb	98	66	257	222	104	75	68	95	77	14	80
Y	43	36	154	109	46	88	72	39	30	9,2	30
Ti	1244	835	1975	1803	1206	651	828	1155	680	168	759
B	40	7,6	28	26	50	21	18	14	67	23	81
Li	1511	873	1780	1323	1591	935	420	1548	1844	1162	201
Be	22	12	21	18	22	18	11	16	25	17	25
H ₂ O	4,6	5,4	3,6	4,62	5	6,7	3,5	4,45	4,7	5,8	6

Во вкрапленниках кварца трех образцов щелочных гранитов отобранных из различных зон Штока нами обнаружены первичные расплавные включения. Синегенетичных флюидных включений обнаружено не было. Также отмечались кристаллические включения представленные щелочным амфиболом и щелочным полевым шпатом. Все расплавные включения раскристаллизованы и имеют форму отрицательных кристаллов сильно искаженных за счет осажденного на стенки вакуолей кварца. В раскристаллизованном теле включений отмечаются кристаллы щелочного амфибола, радиально-лучистые агрегаты чешуек слюды и удлиненные кристаллы щелочного полевого шпата. Во многих включениях отмечается едва различимый маленький газовый пузырь. Размеры расплавных включений преимущественно 10-20 мкм, редко встречаются включения до 30 мкм, но они, как правило, «взорваны» и окружены ореолом мелких включений.

Опыты по гомогенизации расплавных включений проводились в аппарате высокого давления в ИЭМ РАН. Выдержка при постоянных температуре и давлении составляла 24 ч. Давление в опыте – 3 кбар, температура – 750° С. После опыта с заданными параметрами в двух образцах расплавные включения были полностью гомогенными и состояли из прозрачного стекла. Расплавные включения третьего образца были частично сгомогенизированы. В них оставались реликты темноцветным минералов и небольшой газовый пузырь заключенные в прозрачное стекло. Тот факт, что не все расплавные включения были сгомогенизированы свидетельствует о температуре в опыте близкой к истинной температуре расплава.

Составы гомогенизированных стекол расплавных включений двух образцов по содержанию SiO₂ варьируют от 73,6 до 78,1 мас. % (табл №1.). Исключение составляет один состав с SiO₂ 68,4 мас. %. Для всех стекол характерны высокие содержания щелочей достигающие в сумме 11 мас. % и коэффициент апатитности

преимущественно выше 1 (от 0,9 до 1,6). Петрогенные элементы в гомогенных стеклах образуют отчетливые корреляционные зависимости с SiO_2 . Отрицательные тренды отмечаются для TiO_2 , FeO , Na_2O , K_2O и Ca . Глинозем не образует отчетливых корреляций с кремнекислотностью и варьирует от 8,6 до 14 мас. %, причем большинство составов образца Е-300 с концентрациями Al_2O_3 менее 12 мас. %

формируют слабый положительный тренд. MgO , CaO и P_2O_5 , в целом не характерные для щелочных гранитов элементы, в стеклах расплавных включений составляют менее 0,15 мас. %; отчетливых тенденций для этих элементов не наблюдается. Среди отличий составов включений двух образцов можно отметить более высокие в стеклах образца Е-400 концентрации K_2O , Al_2O_3 и более низкие - TiO_2 и FeO . Составы пород, во вкрапленниках которых изучались расплавные включения, в целом идентичны составам включений.

В нормативном составе стекол расплавных включений и щелочных гранитов Штока преобладающими компонентами, составляющими в сумме более 85 %, являются кварц, альбит и ортоклаз. Также все стекла и породы содержат нормативный акмит в количестве от 0,4 до 3,7 %, а некоторые из них метасиликат натрия от 1,8 до 5,5 %.

Крупные гомогенные стекла размером более 30 мкм были проанализированы на содержания элементов примесей и воды на ионном микрозонде. Все гомогенные стекла двух образцов и щелочные граниты имеют идентичные спектры распределения микроэлементов. Для них типичны глубокие минимумы относительно среднего состава континентальной коры для Ba , Sr , Ti и максимум для Zr . Также у стекол расплавных включений наблюдается неярко выраженный европиевый минимум, хотя щелочные граниты обладают глубоким минимумом этого элемента. Все породы и стекла обладают высокими содержаниями большинства высокотоксичных и крупноионных редких элементов в несколько раз превышающими средние их концентрации в континентальной коре. Вариации содержаний этих элементов в стеклах составляют более одного порядка. Спектр редкоземельных элементов показывает преимущественно слабое обогащение легкими редкоземельными элементами относительно тяжелых. Нормированные отношения $(\text{La}/\text{Yb})_N$ варьируют от 0,9 до 4,4, и в среднем составляют 1,9. Особый интерес представляют содержания Be в расплавах щелочных гранитов, с которыми, связано пространственно и во времени, Ермаковское месторождение – одно из крупнейших бериллиевых месторождений мира. Так гомогенные стекла расплавных включений содержат от 11 до 25 г/т Be . Такие концентрации являются высокими как по сравнению со средним составом континентальной коры, где содержание Be составляет 1,5 г/т, так и с некоторыми редкометальными щелочными гранитами. Тем не менее, такие концентрации в щелочно-гранитных расплавах не являются чрезвычайно высокими, например расплавные включения в кварце редкометальных (Zr , Nb , REE) щелочных гранитов массива Халдзан-Буретей содержат до 340 г/т Be .

В гомогенизированных стеклах расплавных включений в кварце щелочных гранитов содержания почти всех высокотоксичных микроэлементов находятся в прямой корреляционной зависимости, показывая, что во время захвата включений они являлись несовместимыми и накапливались в остаточном расплаве. Эти элементы могут быть использованы как показатели процесса кристаллизационной дифференциации и его направленности. Другим показателем кристаллизационной дифференциации является коэффициент агпаитности, значения которого увеличиваются от ранних менее дифференцированных порций расплава к более поздним, хотя его использование может быть ограничено, если среди кристаллизующихся фаз значительная доля принадлежит щелочным темноцветным минералам. Прямая корреляционная зависимость между Ca и несовместимыми редкими элементами (Zr , Nb , Y , U , Th , REE и др.) в стеклах расплавных включений щелочных гранитов Ермаковского месторождения подтверждает возможность использования и Ca и содержаний микроэлементов в качестве индекса дифференциации магматического расплава.

Микроэлементы-индексы дифференциации и Ca с содержанием кремнезема находятся в обратной корреляционной зависимости. Это свидетельствует о том, что на этапе захвата растущими кристаллами кварца капель расплава, последний обеднялся кремнеземом и обогащался Na_2O , K_2O , FeO и несовместимыми элементами. Такая направленность кристаллизационной дифференциации не является обычной для пород кислого состава. Тем не менее, нами по расплавным включениям в кварце пантеллеритов бимодальной вулcano-плутонической ассоциации хр. Тост в Южной Монголии была установлена подобная тенденция, которая также фиксировалась и по составам вулканических пород (из устного сообщения А.М. Козловского).

Магмы щелочных гранатов Ермаковского месторождения богаты летучими компонентами, однако не являются насыщенными ими. Содержание воды в них варьирует от 3,5 до 6,7 мас. %. Говорить о каких-либо закономерностях ее поведения пока не приходится, поскольку для нее наблюдается лишь обратная корреляция с Ca и содержанием фтора. Концентрация F в расплаве находится в диапазоне от 0,76 до 2,27 мас. %. Самыми богатыми фтором являются наиболее дифференцированные магмы с наибольшими концентрациями несовместимых элементов и значением Ca . Также отмечается отчетливый отрицательный тренд SiO_2 с фтором, подтверждающий накопление последнего в остаточном расплаве. Содержание B в расплавах высокое и изменяется от 7 до 80 г/т. С несовместимыми элементами для него фиксируется положительная корреляция в диапазоне содержаний менее 30 г/т. Высокобористые расплавы на вариационных диаграммах располагаются обособленно.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 06-05-64217.

ЛИТЕРАТУРА

- Гинзбург А.И., Заболотная Н.П., Куприянова И.И. Берtrandит-фенакитовые месторождения - новый тип бериллиевого сырья // Геология месторождений редких элементов. Вып. 27. 1965.
- Гинзбург А.И., Заболотная Н.П., Новикова М.И., Гальченко В.И. Генетические особенности флюорит-фенакит-берtrandитового оруденения // Разведка и охрана недр. 1969. № 1. С. 3-10.
- Гинзбург А.И., Заболотная Н.П., Куприянова И.И. Закономерности формирования гидротермальных месторождений бериллия. М.: Недра, 1977.
- Куприянова И.И., Шпанов Е.П., Журкова З.А. Состояние и перспективы минерально-сырьевой базы бериллия // Минеральные ресурсы России. 1996. № 3. С. 3-7.
- Лыхин Д.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Костицын Ю.А., Рипп Г.С., Котов А.Б., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. Рудоносный магматизм Ермаковского бериллиевого месторождения в Западном Забайкалье: возраст, источники магм и соотношение с оруденением // Геология рудных месторождений, 2001, Т. 44, № 1, С. 52-70.
- Новикова М.И., Шпанов Е.П., Куприянова И.И. Петрография Ермаковского бериллиевого месторождения, Западное Забайкалье // Петрология. 1994. Т. 2. № 1. С. 114-127.
- Новикова М.И., Куприянова И.И., Кукушкина О.А. и др. Индикаторные свойства флюорита Ермаковского флюорит-бериллиевого месторождения (Бурятия, Россия) // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 5. С. 459-476.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТЕОРЕМЫ МИНКОВСКОГО В МОРФОМЕТРИИ КРИСТАЛЛОВ НА ПРИМЕРЕ ГРАНАТОВ г. МАКЗАПАХ

Макаров М.С., Степенчиков Д.Г., Войтеховский Ю.Л.
Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, makarov@geoksc.apatity.ru

Под морфометрией кристаллов понимается комплекс методов для полного метрического представления формы кристаллов. Исторически сложилось так, что со времени открытия закона Стено, основной характеристикой формы кристалла стали значения двугранных углов между гранями. В рамках такого

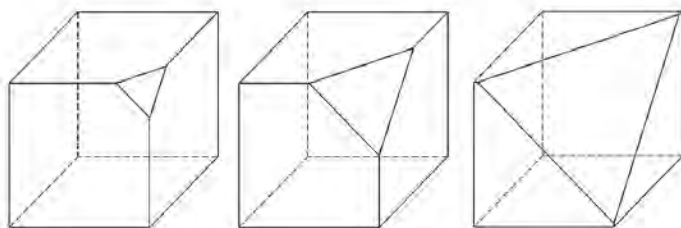


Рис. 1. Комбинаторно эквивалентные, но геометрически различные многогранники.

описания пропадает уникальность кристалла как индивида. На рис. 1 показаны три кристалла, полученные отсечением вершины куба плоскостью октаэдра, порождающей треугольную грань. Как видно, все три фигуры имеют один и тот же комбинаторный тип и значения плоских углов, но различаются площадями граней. Последняя характеристика очень важна, так как указывает на условия образования кристалла и распределение питающих его концентрационных потоков.

Задание формы кристалла с точностью до метрических характеристик позволяет однозначно указать в выбранной системе координат, какие точки пространства находятся внутри кристалла, на его поверхности или вне его. Проблемой такого описания является сложность формы кристалла. Очевидный подход – указание всех вершин полиэдра кристалла и их смежности по ребрам, не является эффективным, во-первых, из-за большого числа вершин (в общем случае, вдвое превышающего число граней), а во-вторых, из-за их слабой выраженности на плохо ограненных кристаллах. Рассматривая кристалл как тело, высекаемое в пространстве набором ориентированных плоскостей, удаленных от некоторой точки на определенные расстояния, можно прийти к описанию кристалла через вектора-нормали к его граням, длины которых равны расстоянию между гранями и выбранной точкой. Проблематичным здесь является измерение такого расстояния, и не прямое указание самих площадей граней. Самым прогрессивным способом представления кристалла является 3D лазерное сканирование, позволяющее фиксировать все точки поверхности кристалла с точностью до скульптуры граней. Недостатками такого метода являются большой объем получаемых данных, сложность их обработки (требуются специальные программы для работы с 3D объектами) и дорогое оборудование для самого сканирования.

Более перспективным представляется описание полиэдрической формы кристалла через площади граней и векторы нормалей к ним, или их индексы. Согласно теореме Минковского, существует единственный многогранник, заданный ориентировкой граней и их площадями, на которые накладывается условие:

$$\sum_{i=1}^F (S_i \cdot \vec{n}_i) = 0, \quad (1)$$

где F – число граней, S_i – площадь i -й грани, n_i – единичный вектор нормали i -й грани (Александров, 1950). Обе характеристики сравнительно легко получить. Нормали граней можно вычислить по их кристаллографическим индексам, зная сингонию и параметры элементарной ячейки данного кристалла. Измерение площадей граней больших кристаллов можно проводить как непосредственно на индивиде, так и с помощью масштабных фотографий каждой грани. Для малых и микроскопических кристаллов более подходит фотометрический метод, при котором площадь грани кристалла считается пропорциональной интенсивности отраженного света (Глазов, 1981).

Ступенчатость и скульптура граней, сколотые вершины и т. д. могут привести к неверной оценке площадей граней, и в итоге – к неточному построению формы кристалла. Геометрически близкие по размерам кристаллы могут оказаться комбинаторно различными, то есть различными на качественном уровне. Это в свою очередь может привести к неверным интерпретациям и выводам относительно действующих на кристалл факторов роста. Чем четче выражены грани кристалла, тем достовернее он будет отображен через указанные параметры.

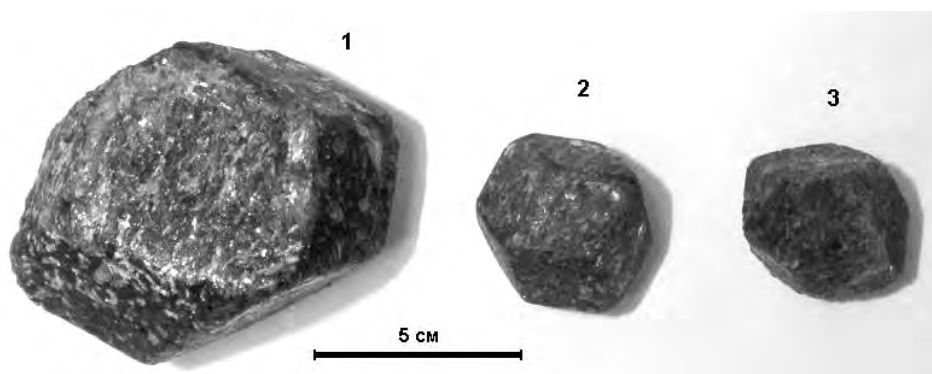


Рис. 2. Кристаллы альмандина из месторождения г. Макзапахк

Таблица 1. Результаты измерений кристаллов граната

Индекс грани	Площади граней		
	1-й кристалл	2-й кристалл	3-й кристалл
1 1 0	20,65	3,6	4,75
1-1 0	20,54	4,25	3,68
-1 1 0	15,62	4,35	4,21
-1-1 0	17,4	4,21	4,31
1 0 1	11,86	4,38	4,26
1 0-1	14,03	4,54	3
-1 0 1	11,97	4,56	3,15
-1 0-1	12,68	3,94	4,62
0 1 1	9,25	5,18	4,23
0 1-1	10,4	5,74	4,5
0-1 1	9,81	3,68	4,02
0-1-1	9,62	4,5	4,16
Погрешность	0,063	0,046	0,04

Последняя строка в таблице показывает погрешность измерения площадей граней. Она вычисляется как отношение длины вектора, получаемого в правой части уравнения (1), равного избытку (или недостатку) площади умноженному на единичный вектор, к сумме измеренных площадей всех граней.

Теорема Минковского использована нами при изучении форм реальных кристаллов альмандина из месторождения г. Макзапахк (Зап. Кейвы, Кольский п-ов). Основная доля кристаллов имеет размер порядка 3 см; встречаются кристаллы до 15-20 см. В нашем распоряжении имелось три кристалла ромбододекаэдрической формы, два малых – около 4,5 см, и один крупный – около 9 см в поперечнике (рис. 2). Грани всех кристаллов шероховатые, на крупном кристалле – местами изрытые, имеются вкрапления слюды и отпечатки других кристаллов, особенно это выражено на крупном образце. Часть вершин сколота, на некоторых ребрах ромбододекаэдра заметны узкие грани тетрагон-триоктаэдра, не бравшиеся в расчет. Грани кристалла прикладывались к бумаге, обводились, и по полученным силуэтам вычислялись их площади. Результаты измерений показаны в таблице 1.

Восстановленные по данным измерения трехмерные модели кристаллов показаны на рис. 3. Все три индивида имеют отклонения от ромбододекаэдрической формы – в точках схождения четырех граней появля-

ются более или менее выраженные ребра. Особенно это заметно на крупном кристалле (ребра **а** на рис. 3). Такие искажения приводят к понижению симметрии кристалла и являются результатами неравномерного воздействия на него среды в различных направлениях. Малые отклонения кристалла от идеальной формы (ребра **б**, рис. 3), следует учитывать с долей осторожности, так как их присутствие может объясняться неточной оценкой площадей граней, из-за грубой огранки реального кристалла. При сравнении изучаемых образцов, заметно, что чем больше кристалл, тем больше отклонения его от идеальной формы – с увеличением размера кристалла вносимые искажения «накапливаются» в процессе роста; заодно уменьшается и относительная погрешность измерения площадей граней.

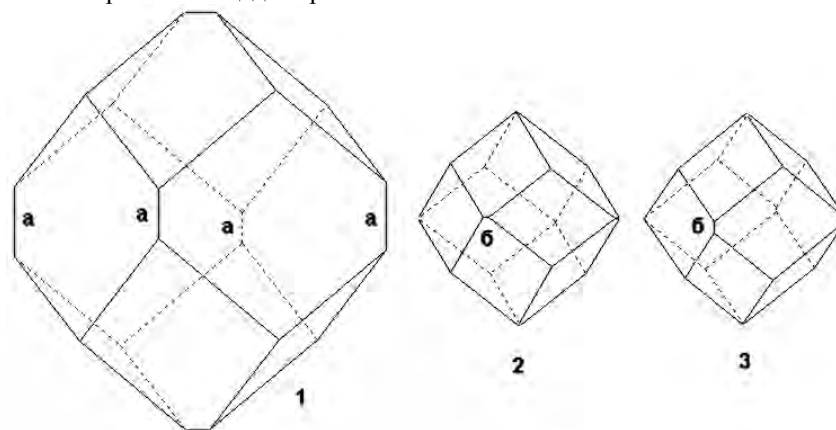


Рис. 3. Трехмерные модели кристаллов альмандина, полученные по данным таблицы 1

Описание кристаллов на основе теоремы Минковского дает новую возможность в изучении их формы. Его достоинствами являются краткость записи и простота получения необходимых данных – ориентировки и площадей граней. Теорема гарантирует, что для данного набора параметров существует один и только один кристалл (полиэдр), то есть обеспечивает уникальность отображения. Для больших кристаллов измерения можно проводить вручную, без использования сложных технических средств. Программа восстановления формы кристалла, не громоздка, быстра в работе и дает приемлемый результат при погрешности данных, практически всегда имеющей место. Недостатками описания являются его применимость только к выпуклым, хорошо ограненным, закрытым кристаллам, причем под хорошей огранкой понимается не гладкость самих граней, а четкая выраженность ребер и вершин кристалла. Если кристалл рос, прикрепленный к субстрату, и является хорошо ограненным только с одной стороны, его можно довести до полногранной формы, отсекая фиктивным полиэдром его неограненную часть.

Работа выполнена при финансовой поддержке Фонда содействия отечественной науке.

ЛИТЕРАТУРА

- Александров А.Д. Выпуклые многогранники. М. – Л.: Гостехиздат, 1950, 428 с.
Глазов А.И. Методы морфометрии кристаллов. Л.: Недра, 1981, 147 с.

ПЕРЕЧИСЛЕНИЕ КОМБИНАТОРНОГО МНОГООБРАЗИЯ ШАРОВЫХ УКЛАДОК НА СФЕРЕ МЕТОДОМ МОНТЕ-КАРЛО

Мельник М.Н., Степенщиков Д.Г., Войтеховский Ю.Л.
КФ ПетрГУ, Анапиты, dm706390@mail.ru

Математическое моделирование – один из важнейших методов исследования трудно доступных для прямого наблюдения систем, в том числе биологических. Примером могут служить морфотипы зеленой водоросли *Pandorina morum* (Müll) Borg. В работах (Войтеховский, 2001, Тимофеева, Войтеховский, 2004, 2005) указано, что она может служить индикатором экологического состояния среды. В соответствии с закономерностями полигонального разбиения сферы, для ее зрелых 16-клеточных полиэдрических ценобиев возможны лишь три комбинаторных типа (рис. 1). Два из них принадлежат к типу фуллеренов, то есть выпуклых полиэдров, на которых разрешены лишь 5- и 6-угольные грани, сходящиеся по три в каждой вершине. Один из них, не обладающий плоскостью симметрии, допускает энантиоморфный (зеркально-симметричный) двойник. Возникает вопрос о моделировании колоний на разных этапах развития. Ранее (Степенщиков, 2005) выполнено компьютерное генерирование и найдены их комбинаторные

типы для одинакового размера клеток. Установлено, что по мере роста числа клеток в колонии до 15 ее морфотип определен однозначно. Для 16-клеточных колоний установлены типы -43m и 222 в отношении 3:1. Но в реальных колониях *P. morum* размеры клеток могут варьировать. Задача данного исследования состоит в том, чтобы изучить комбинаторное разнообразие колоний путём их компьютерного моделирования методом Монте-Карло.

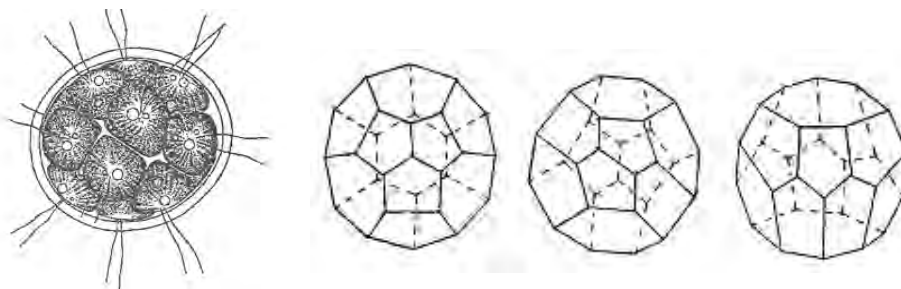


Рис. 1. Реальный облик (слева) и теоретически возможные комбинаторные типы ценобиов (справа) *P. morum* с симметрией (слева направо): -43m, 222, -7m.

Принципы перечисления морфотипов полиэдрических Volvocaceae. Полиэдрические формы широко распространены в органической природе. Их исследование имеет определенную традицию. Из таксона Volvocaceae интересны виды *Pandorina morum* (Müll.) Bory, *Volvox aureus* Ehr., *Volvox polychlamys* Korsh. и *Volvox globator* (L.) Ehr., образующие колонии в виде однослойных сфер диаметром до 2 мм. При этом клеточные колонии имеют полиэдрическую форму. На рис. 2 показаны полигональные очертания клеток, образующие триангуляцию сферы, дуальную к разбиению. Такая организация колоний типична для названных видов Volvocaceae. При этом число клеток у колоний *P. morum* равно 16, *V. aureus* от 100 до 1000, *V. polychlamys* от 1100 до 2000, *V. globator* от 1500 до 20 000, сходящихся по три в каждой вершине полиэдра. Они примерно одного размера и стремятся окружить себя шестью такими же подобно бильярдному шару на поверхности стола. В результате 3- и 4-угольные грани на колониях Volvocaceae отсутствуют. Но выпуклый полиэдр с одновременно отсутствующими 3-, 4- и 5-угольными гранями невозможен. В результате колонии Volvocaceae содержат 5-, а также 6- и 7-угольные грани, что подтверждается наблюдениями биологов.

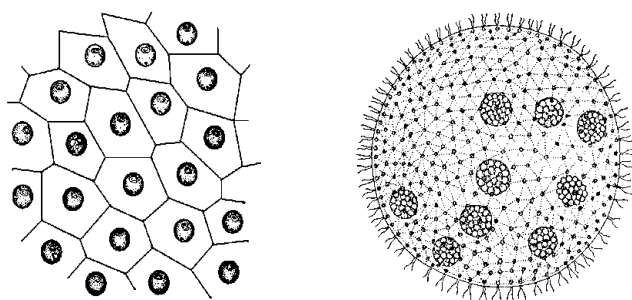


Рис. 2. Полигональное разбиение сферической поверхности колонии *Volvox polychlamys* Korsh (слева) и дуальная триангуляция поверхности колонии *Volvox aureus* Ehr.

ней. В табл. 1 даны результаты поиска выпуклых 12 - 20-эдров без 3- и 4-угольных граней (Войтеховский, 2001).

С ростом числа граней F множество решений диофантова уравнения Эберхардта и соответствующих выпуклых простых полиэдров без 3- и 4-угольных граней быстро растет. Их поиск и сравнение составляют известную проблему изоморфизма полиэдрических графов и занимают большую часть компьютерного времени. Метод Монте-Карло в этом случае обладает большим преимуществом и позволяет с высокой точностью оценить частоту встречаемости всевозможных комбинаторных типов полиэдрических колоний типа Volvocaceae.

В ходе компьютерного моделирования выяснилось, что в целом для всех колоний превалирует один тип. Для колоний *P. morum* с числом клеток 4-6, 8, 9 и 12 комбинаторный тип определяется однозначно. Для колоний с 7, 10, 11, 13 и 14 клетками комбинаторных типов несколько, но число редко встречающихся типов пренебрежимо мало. Лишь для 15- и 16-клеточных колоний доля новообразованных типов заметна. Это подтверждает ранее выдвинутую гипотезу о том, что появление (Тимофеева, Войтеховский, 2004, 2005) таких типов свидетельствует о значительной дисперсии размеров формирующих колонии клеток в экологически угнетенной среде. Для 16-клеточных колоний полностью подтвердилось ре-

зультаты экспериментального исследования о преобладании типа -43m и практической не наблюдаемости типа -7m. В то же время получено иное соотношение типов -43m и 222, чем в лабораторных условиях. По-видимому, это говорит о наличии факторов, которые не учтены в шаровых укладках на сфере, моделирующих рост колоний *P. morum*.

Таблица 1. Число выпуклых простых 12- ... 20-эдров без 3- и 4-угольных граней

F	f_5	f_6	f_7	f_8	f_9	Всего
12	12					1
14	12	2				1
15	12	3				1
16	12	4				2
	14		2			1
17	12	5				3
	13	3	1			1
18	12	6				6
	13	4	1			2
	14	2	2			3
	16			2		1
19	12	7				6
	13	5	1			8
	14	3	2			5
	14	4		1		1
	15	1	3			1
	15	2	1	1		1
	16		2	1		1
20	12	8				15
	13	6	1			16
	14	4	2			23
	14	5		1		2
	15	2	3			5
	15	3	1	1		6
	16		4			2
	16	2		2		3
	18				2	1

Результаты и обсуждение. В ходе исследования рост колонии *P. morum* от 4 до 16 клеток моделировался 1000 раз. Размер клеток варьировался в пределах 10 %. На каждом шаге фиксировались комбинаторный тип и симметрия колонии. Результаты даны в табл. 2 и 3.

Таблица 2. Колонии с числом клеток от 4 до 10, их тип и частота встречаемости

Число клеток	4	5	6	7	8	9	10
Тип 1	-43m	-6m2	m-3m	Li ₁₀ 5L ₂ 6P	-42m	-6m2	Li ₈ 4L ₂ 4P
Число колоний	1000	1000	1000	998	1000	1000	940
Тип 2				3m			3m
Число колоний				2			60

Таблица 3. Колонии с числом клеток от 11 до 16, их тип и частота встречаемости

Число клеток	11	12	13	14	15	16
Тип 1	mm2	-3-5m	mm2	-12m2	-6m2	-43m
Число колоний	998	1000	970	985	897	802
Тип 2	L ₂		3m	m	m	3L ₂
Число колоний	2		30	5	102	122
Тип 3				L ₂	m	-
Число колоний				6	1	76
Тип 4				m-3m		
Число колоний				1		
Тип 5				mm2		
Число колоний				3		

ЛИТЕРАТУРА

Войтеховский Ю.Л. О морфологическом разнообразии колоний *Pandorina morum* (Müll) Bory (Volvocaceae) // Журнал общей биологии. 2001. Т. 62, № 5. С. 425-429.

Степенчиков Д.Г. Комбинаторная геометрия выпуклых полиэдров: вычислительные алгоритмы, решённые и не решённые задачи // Математические исследования в кристаллографии, минералогии и петрографии. Апатиты: Изд-во "К & М", 2005. С. 33-47.

Тимофеева М.Г., Войтеховский Ю.Л. Распределение размеров и статистика колоний *Pandorina morum* (Müll) Bory с различным числом клеток // Естественнаучные проблемы Арктического региона. Мурманск: Изд-во КНЦ РАН, 2004. С. 71-73.

Тимофеева М.Г., Войтеховский Ю.Л. Фуллерны в живой природе - полиэдрические колонии *Pandorina morum* (Müll) Bory // Математические исследования в кристаллографии, минералогии и петрографии. Апатиты: Изд-во "К & М", 2005. С. 82-90.

К ВОПРОСУ О СТАДИЙНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КВАРЦ-АМЕТИСТОВОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА ПЛОЩАДИ СЕЛЬБУРСКОГО АМЕТИСТОНОСНОГО ПОЛЯ (ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Оймахмадов И.С.

Институт геологии Академии Наук Республики Таджикистан, ilhomjon_55@mail.ru

Сельбурское амелистоносное поле расположено в пределах Южногиссарской структурно-формационной зоны герцинской геосинклинальной области Южного Тянь-Шаня. Кварцевая и кварц-амелистовая минерализации здесь приурочены к терригенно-флишевой толще среднего-верхнего карбона ($C_{2m2}-C_3$), в строении которой принимают участие темные зеленовато-серые полимиктовые и олигомиктовые средне-мелкозернистые песчаники и алевролиты, черные и темно-серые кварц-слудистые сланцы, узловатые сланцы с кордиеритом или андалузитом, черные роговики с прослоями темно-серых пелитоморфных и битуминозных известняков и доломитов. Среди флишевых пород встречаются девонские экзотические глыбы, контактово-метасоматические образования, интрузивные и субвулканические породы позднекарбонных и пермских интрузивных комплексов.

Минералообразование на площади Сельбурского амелистоносного поля происходило в две стадии – непродуктивной и продуктивной (Oimahmadov, 2004). В первой стадии образуются маломощные (5-10см) кварцевые жилы и прожилки протяженностью 5-25м, приуроченные к субширотным разрывным нарушениям. По морфологии они плитообразные и крайне редко линзовидные. Кварц этой стадии встречается в виде плотных, массивных роговикоподобных агрегатов молочно-белого, иногда с серым оттенком цвета (кварц I) и шестоватых, изредка радиально-лучистых агрегатов, занимающих периферийные части жил и прожилков (кварц II). Типоморфными элементами - примесями кварца этой стадии являются Fe-0,0066% и Zn-0,06%. Из восторосепенных минералов в ассоциации с кварцем I встречаются пирит и гематит.

Во вторую - продуктивную стадию формировались кварц-амелистовые зоны минерализации (Центральная, Северная, Западная I, Западная II, Западная III, Восточная, Сельбур - Дальний), приуроченные исключительно к разрывным нарушениям субмеридиональной ориентировки. В тектонических нарушениях кварц-амелистовая минерализация образует плитообразные, линзовидные, ветвистые, иногда неправильные жилы и прожилки мощностью от 0,5 до 6м и протяженностью от 30 до 550 м.

Вторая стадия протекала на фоне неоднократного приоткрывания трещин и прерывистого поступления гидротермальных растворов, в результате которых образовались четыре последующие генерации кварца (III-VI). Кварц III характеризуется мелкозернистой структурой, массивной сливной текстурой и молочно-белым до серовато-белого цветом, занимая в основном центральные части жил. Из элементов примесей в кварце III генераций обнаружены (%): Fe (0.0028 – 0.055), Zn (0.0003-0.0007), Cu (0.0002 - 0.0004), Ni (0.0001), U (0.0001 - 0.0033), Th (0.0003 - 0.0015) и Pb (0.003-0.0398). Кварц IV в виде средне - крупнозернистых, мелкошестоватых (2-6мм), молочно-белых, сероватых и местами полупрозрачных агрегатов образует жилы и прожилки, локализующиеся в приальбандовых частях кварцевых жил ранних генераций.

Две последующие генерации кварца (V-VI), которые образовались в заключительные периоды процесса минералообразования, относятся к собственно амелистовому оруденению. Кварц V в виде средне - крупнозернистых, изометрических (2-10 мм) и шестоватых агрегатов выполняет центральные части жил и прожилков, которые прилегают к кварцевым образованиям четвертой генерации (субстрат). Шестоватые агрегаты кварца V растут навстречу друг другу до заполнения трещинного пространства. Цвет минерала изменяется от светло - фиолетового, бледно-сиреневого до густо-фиолетового. Иногда для агрегатов кварца этой генерации характерно наличие тонких более светлых и серых полос (1-5,5мм) на темно-фиолетовом фоне, свидетельствующих о крустификационно-полосчатой текстуре и пульсационном характере поступления гидротермальных растворов.

Кварц VI (амелист) встречается в виде гнезд, главным образом в остаточных полостях кварцевых жил ранних генераций, основная часть которых расположена в приальбандовых и центральных их частях. Пара-

метры гнезд различны – от 0,1-0,2 до 4,0-8,0м. Для них характерна линзовидная, трубчатая, эллипсовидная, округло-неправильная, крайне редко более сложная форма. В полостях кристаллизация аметиста происходила в свободном пространстве при весьма стабильных физико-химических условиях, в связи с чем в друзах и щетках кристаллы аметиста имеют идеальный облик, а параллельно-шестоватые агрегаты аметиста заканчиваются кристаллическими головками. Как кристаллы, так и параллельно-шестоватые агрегаты аметиста располагаются обычно перпендикулярно к поверхности субстрата. Кристаллы аметиста характеризуются призматическим габитусом с преобладающим развитием ромбоэдров. Морфологически головки кристаллов представлены острым ромбоэдрическими гранями положительного (ЮП) и отрицательного (ЮП) ромбоэдров. В друзах нарастания кристаллы аметиста образуют взаимные двойниковые прорастания по дофинейскому закону. Размер кристаллов различный - от 1-3 до 5-10см. Окраска в кристаллах и параллельно-шестоватых агрегатах аметиста распределена весьма неравномерно и изменяется от бледно-фиолетовой, лиловой до густо-фиолетовой. Встречаются и равномерно - окрашенные в фиолетовые тона средней густоты кристаллы. Кристаллы и параллельно-шестоватые агрегаты аметиста нередко характеризуются зональным распределением окраски – чередованием молочно-белого, сиреневого и фиолетового цветов. Из элементов примесей в кварце VI генераций обнаружены (%): Fe (0.004-0.12), Zn (0.00015-0.0022), Cu (0.0003-0.0004), U (0.0001-0.0003), Th (0.0002-0.0003) и Pb (0.0001-0.0114).

Сера самородная в виде шарообразных выделений ярко-желтого цвета встречается в тесной ассоциации с рудными минералами. Она образуется в результате разложения первичных сульфидов, возможно галенита.

Серебро самородное образует единичные выделения размером до 0,05мм. Оно встречается главным образом в ассоциации с галенитом, содержание серебра в котором достигает до 0,09%.

Из сульфидов обнаружены пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит, марказит, блеклая руда и ковеллин. Скопления сульфидов в основном выполняют пустоты в жилах, прожилках и гнездах кварц-аметистовой минерализации. Пирит встречается в виде мелкозернистых скрытокристаллических агрегатов, а также точечной и пылевидной вкрапленности. Галенит обычно встречается в виде неправильных и изометрических скоплений, размер которых доходит до 8-15 мм. Некоторые образцы, насыщенные рудными минералами, содержат местами до 25 % галенита. Халькопирит наблюдается в сростании с галенитом, гипогенно замещавшим его. Сфалерит образует как микроскопическую, так и макроскопическую вкрапленность. Арсенопирит представлен скоплениями псевдопирамидального, призматического до игольчатого облика. Марказит в друзах аметиста образует небольшие скопления в виде копьевидных кристаллов и пластинчато-двойниковых сростков размером 1,5-2мм. Блеклая руда образует единичные выделения размером от 0,06 до 0,3 мм. Ковеллин в основном заполняет пустотки и трещинки в кварц-аметистовых жилах.

Из окислов в продуктивной стадии обнаружены гематит, лимонит и гидрогетит, которые образуют порошокватые, чешуйчатые, пористые, ноздреватые, плотные, натечные и почковидные агрегаты. Часто лимонит и гидрогетит в полостях окаймляют друзы и щетки аметиста. В кварц-гематитовых жилах наблюдаются значительные содержания урана (0,0113-0,0160%), а также тория (0,0001-0,0037%) и свинца (0,0017-0,0076%).

Из карбонатов в составе минералов продуктивной стадии обнаружены кальцит, сидерит, анкерит, малахит и церуссит. Кальцит встречается в двух генерациях. Кальцит I в виде крупнозернистых агрегатов встречается с кварцем III генерации. Кальцит II образует пластинчатые и призматические кристаллы на гранях параллельно-шестоватых агрегатов аметиста (кварц VI). Сидерит и анкерит образуют примазки и порошокватые агрегаты, корки которых покрывают щетки аметиста. Иногда в жилах содержания сидерита и анкерита достигают 10-15% (Хасанов и др., 1991). Малахит встречается в виде землистых масс и налетов, иногда он образует прожилки толщиной до 0,3-2 мм и протяженностью до 0,5-1 м.

Ярозит, англезит, плюмбоярозит, скородит и каламин в составе минералов продуктивной стадии имеют спорадическое развитие.

Таким образом, на площади Сельбурского аметистоносного поля происходило неоднократное выделение кварца, но аметист формировался из заключительных порций гидротермальных растворов продуктивной (второй) стадии с образованием жил, прожилков и гнезд различного наполнения. Промышленный интерес представляют гнезда, на стенках которых образуются параллельно-шестоватые агрегаты и кристаллы аметиста среднего и высокого качества.

ЛИТЕРАТУРА

Хасанов А.Х., Зевакин Н.Н., Кривошекова Н.И. Особенности околожилных изменений боковых пород кварц-аметистовых жил месторождения Селбур на Южном Гиссаре // Изв. АН Тадж. ССР. 1991. С.50-56.

Oimahmadov I.S. Termobarogeochemical of feature and role paleo temperature of a gradient at formation Selbur amethyst of a field (Southern Tien-Shan) // "Single crystals and their application in the XXI century-2004, VNIISIMS, Alexsandrov, Russia, 2004. –P.264-266.

ГЕНЕЗИС ВЫСОКОГЛИНОЗЕМИСТОГО САПФИРИНА ИЗ КОРУНДСОДЕРЖАЩИХ МЕТАСОМАТИТОВ В МЕТАБАЗИТАХ ЧУПИНСКОЙ ТОЛЩИ БЕЛОМОРСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Серебряков Н.С.

ИГЕМ РАН, Москва, serebr@igem.ru

В Беломорском подвижном поясе сапфирин был найден только в корундсодержащих и ассоциируемых с ними метасоматитах по метабазитам чупинской толщи на проявлении Дядина гора. Впервые минерал был упомянут в кратком описании этого проявления в статье Е.Н. Терехова и В.И. Левицкого (1991). В (Серебряков и др., 2002; Серебряков, 2004; Серебряков, Аристов 2005) показана позиция сапфиринсодержащих парагенезисов внутри метасоматической зональности на проявлении и кратко охарактеризован состав сапфирина. Описание части этой зональности и химические анализы сапфирина приводятся в (Sengupta et al., 2004).

Как по нашим данным (см. таблицу), так и по данным Сенгупты с соавторами (Sengupta et al., 2004), сапфирин на проявлении обычно близок к конечному члену 7:9:3 (отношение $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})\text{O}:(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Cr})_2\text{O}_3:\text{SiO}_2$), который в обобщенной формуле минерала $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_{16-n}(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Cr})_{32+2n}\text{Si}_{8-n}\text{O}_{80}$ (Vogt, 1947) имеет $n=2$. Однако нами также был найден довольно редко встречающийся высокоглиноземистый сапфирин, состав которого выходит из обычного интервала составов (от 2:2:1 до 7:9:3, Higgins et al., 1979) и стремится к идеальному конечному члену 13:19:5 ($n=3$). В данной работе рассматривается генезис высокоглиноземистого сапфирина.

Метасоматиты на проявлении Дядина гора расположены в краевой части небольшого массива комплекса лерцолит-габброноритов и развиваются по апогабброноритовым амфиболитам (Серебряков, Аристов, 2004). Тела тыловой зоны метасоматической колонки кулисообразно расположены в субмеридиональной сдвиговой зоне. Слагающие их породы преимущественно состоят из жедрита, а также содержат в разном количестве сапфирин, магнезит, гранат, биотит, кианит, корунд, ставролит, чермакит и др. Мощность тыловой зоны достигает первых метров.

Главным парагенезисом тыловой зоны является $\text{Ged}_{0,79-0,81}+\text{Spr}_{0,85-0,89}+\text{Mgn}_{0,89-0,90}$ (Символы минералов: Hgb – хёбмит, Mgn – магнезит, Ged – жедрит, Ts – чермакит, Spl – шпинель, Spr – сапфирин. Индекс внизу – $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$). Порода, сложенная этим парагенезисом, характеризуются очень высоким содержанием MgO (до 26 мас. %) и Al_2O_3 (до 22 мас. %) и очень низким содержанием SiO_2 (до 27 мас. %) и CaO .

Состав сапфирина проявления Дядиной горы

Образец	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	10,96	11,90	11,65	12,46	12,79	12,10	12,95	12,69	13,27	13,09	13,47
TiO ₂	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al ₂ O ₃	66,03	64,26	64,88	63,64	63,47	63,20	62,56	64,11	62,59	63,25	62,83
Cr ₂ O ₃	1,49	1,41	1,15	1,19	0,91	1,43	1,03	0,89	0,97	0,88	0,73
FeO*	5,13	4,74	4,75	4,82	4,83	4,92	5,23	4,53	4,40	4,21	4,48
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO	16,05	17,07	17,25	17,68	17,67	17,25	17,53	17,34	18,28	18,40	18,10
Сумма	99,71	99,39	99,68	99,79	99,66	98,91	99,30	99,55	99,50	99,82	99,60
Si	1,30	1,41	1,37	1,47	1,51	1,44	1,54	1,50	1,56	1,54	1,59
Ti	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	9,22	8,97	9,02	8,84	8,82	8,87	8,75	8,92	8,70	8,75	8,73
Al ^{IV}	4,70	4,59	4,63	4,53	4,49	4,56	4,46	4,50	4,44	4,46	4,41
Al ^{VI}	4,51	4,38	4,39	4,31	4,33	4,31	4,29	4,42	4,26	4,29	4,31
Cr	0,14	0,13	0,11	0,11	0,09	0,13	0,10	0,08	0,09	0,08	0,07
Fe ³⁺	0,04	0,07	0,13	0,11	0,07	0,11	0,08	0,00	0,08	0,09	0,03
Fe ²⁺	0,47	0,40	0,34	0,36	0,40	0,38	0,44	0,45	0,35	0,32	0,41
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	2,83	3,01	3,03	3,11	3,11	3,06	3,10	3,05	3,21	3,22	3,18
X(Mg)	0,85	0,87	0,87	0,87	0,87	0,86	0,86	0,87	0,88	0,89	0,88

Примечание: Образцы анализировались на приборе CamScan 4DV с микрозондовой приставкой для рентгеноспектрального энерго-дисперсионного анализа (фирма Link, модель AN10000, 15 кВ, 10 нА, кобальтовый эталон), кафедра петрологии МГУ. Все железо пересчитано в двухвалентную форму. Пересчет на формулу произведен на 14 катионов и 20 О. 1-3 - высокоглиноземистый сапфирин из внутренней части кайм вокруг шпинели; 4-8 - сапфирин (7:9:3) из центральной части кайм вокруг шпинели; 9-10 - крупные выделения сапфирина (7:9:3). $X(\text{Mg}) = \text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$.

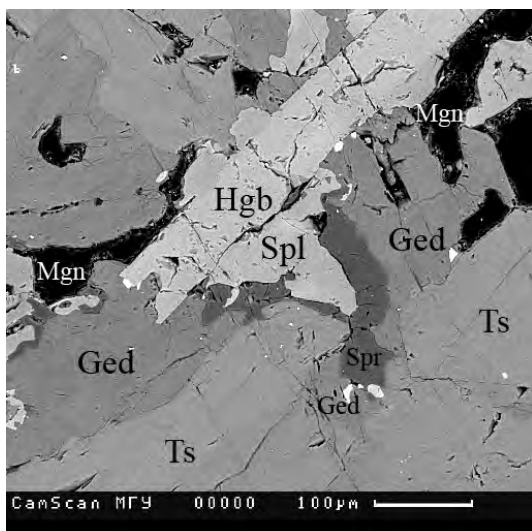
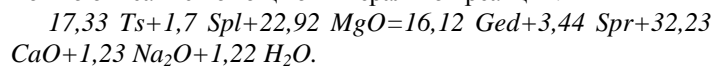


Рис. 1. Реакционные каймы сапфирина и жедрита на контакте чермакита и шпинели. Изображение в отраженных электронах на СЭМ.

члену 13:19:5. По мере же удаления от замещаемой шпинели глиноземистость сапфирина уменьшается, и он становится сапфирином-(7:9:3). Еще более низкую глиноземистость имеют крупные, достаточно гомогенные по составу, зерна сапфирина, по составу находящиеся между конечными членами 2:2:1 и 7:9:3. Также они становятся более магнезиальными.

Вместе с сапфирином свой состав меняет и находящийся с ним в парагенезисе жедрит (рис. 2б).

Указанным парагенезисом замещается порода предыдущей зоны состава $Ts+Spl+Hgb$. На начальных стадиях замещения зерна чермакита обрастаются жедритом, а контактирующие с чермакитом зерна шпинели – сапфирином (хёббомит слабо замещается). Т.е. между чермакитом и шпинелью образуется зональная реакционная кайма, состоящая из двух зон: жедритовая и сапфириновая (рис. 1). Образование этой зональной каймы можно описать с помощью минеральной реакции:



Как видно, в процессе замещения выносятся кальций и привносится магний. Дальнейшее развитие процесса приводит к образованию крупных зерен жедрита и сапфирина, а также магнезита, слагающих всю породу тыловой зоны. РТ-параметры образования метасоматитов оцениваются в 600–700°С и 6–8 кбар (Серебряков, Аристов, 2005).

Характерно, что сапфирин из кайм вокруг шпинели и из крупных выделений имеет разный состав (рис. 2а). Сапфирин в каймах характеризуется непостоянным составом. На контакте со шпинелью образуется наиболее глиноземистый сапфирин, стремящийся к высокоглиноземистому конечному

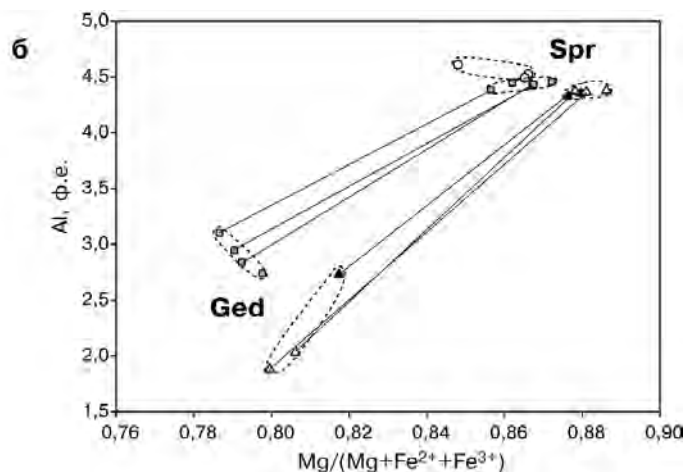
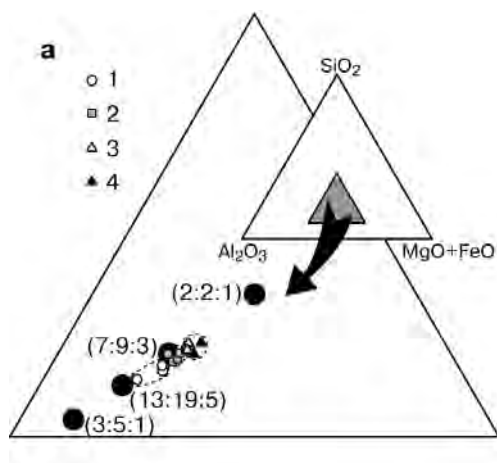


Рис. 2. Вариации состава сапфирина в метасоматитах на проявлении Дядина гора.

а – диаграмма в координатах $(Mg, Fe^{2+})O:(Al, Fe^{3+}, Cr)_2O_3:SiO_2$ (мольные %): 1 – из внутренней части кайм вокруг шпинели; 2 – сапфирин из центральной части кайм вокруг шпинели; 3–4 – крупные выделения сапфирина (4 – данные: Sengupta et al., 2004); б – вариации состава парагенных сапфирина и жедрита. Условные обозначения те же, что и на рис. 2а (для жедрита: 2 – в контакте с сапфирином из кайм вокруг шпинели; 3,4 – возле крупных выделений сапфирина, где 4 – данные: Sengupta et al., 2004).

На контакте с более глиноземистым сапфирином (из кайм вокруг шпинели) жедрит также имеет более высокое содержание алюминия. На контакте же с крупными зернами сапфирина жедрит менее глиноземистый, но более магнезиальный.

Различия в составе сапфирина обусловлены разными механизмами образования этого минерала. В зональной реакционной кайме между шпинелью и чермакитом состав сапфирина контролируется диффузией компонентов и определяется диффузионным профилем зональности. В месте примыкания к замещаемому зерну шпинели сапфирин имеет наиболее высокое содержание наименее подвижного при диффузии алюминия. В центральной же части сапфириновой каймы содержание алюминия понижается. То же самое наблюдается и в отношении также малоподвижного хрома: примыкающий к шпинели высокоглиноземистый сапфи-

рин обогащен этим компонентом, тогда как при удалении от контакта со шпинелью содержание хрома в сапфирине уменьшается (см. таблицу).

При образовании же крупных, гомогенных по составу, зерен сапфирина основную роль играет уже не диффузия компонентов, а их инфильтрация, и поэтому состав сапфирина и парагенного с ним жедрита определяется активностью этих компонентов в растворе при данных РТ-параметрах.

Интересно, что большинство высокоглиноземистых сапфиринов, найденных в разных регионах мира и образованных при различных РТ-параметрах, встречены именно в реакционных каймах при замещении высокоглиноземистых минералов (кианита, силлиманита и др.; Schreyer, Abraham, 1975; Warren, Hensen, 1987; Liati, Seidel, 1996; Godard, Mabit, 1998), что также указывает на диффузионный контроль при формировании данного минерала.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 04-05-65131), Гранта Президента Российской Федерации (проект МК-9836.2006.5) и Фонда содействия отечественной науке.

ЛИТЕРАТУРА

- Серебряков Н.С., Аристов В.В., Гладышева А.П., Волкова Е.В. Типы корундовой минерализации в породах чупинской толщи беломорского комплекса (Северная Карелия) // Геология и геоэкология: исследования молодых. Матер. XIII молод. конфер., посвященной памяти К.О. Кратца: в 2 т. – Апатиты, 2002. – Т. 1. – С. 118-121.
- Серебряков Н.С., Аристов В.В. Условия локализации проявлений коллекционного корунда в породах чупинской толщи беломорского комплекса в Северной Карелии // Изв. Вузов: Геология и разведка. – М.: 2004. – № 4. – С. 36-42.
- Серебряков Н.С. Петрология корундосодержащих пород чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (на примере Чупинского сегмента). Автореф. канд. дисс. М., 2004. – 30 с.
- Серебряков Н.С., Аристов В.В. Корундосодержащие породы чупинской толщи Беломорского подвижного пояса (Сев. Карелия) // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерогения: Матер. науч. конференции и путеводитель экскурсий. – Петрозаводск, 2005. – С. 270-272.
- Терехов Е.Н., Левицкий В.И. Геолого-структурные закономерности размещения корундовой минерализации в северном-западном Беломорье. // Изв. вузов. Геол. и разв., 1991, № 6, с. 3-13.
- Godard G., Mabit J.-L. Peraluminous sapphirine formed during retrogression of a kyanite-bearing eclogite from Pays de Leon, Armorican Massif, France // Lithos, 1998. V. 43. P. 15-29.
- Liati A., Seidel E. Metamorphic evolution and geochemistry of kyanite eclogites in central Rhodope, northern Greece // Contrib. Mineral. Petrol., 1996. V. 123. P. 293-307.
- Schreyer W., Abraham K. Peraluminous sapphirine as a metastable reaction product in kyanite-gedrite-talc schist from Sar e Sang, Afghanistan // Miner. Mag., 1975. V. 40. № 310. P. 171-180.
- Sengupta P., Raith M.M., Levitsky V.I. Compositional characteristics and paragenetic relations of magnesiohögbohmite in aluminous amphibolites from the Belomorian complex, Baltic Shield, Russia // Amer. Miner., 2004. V. 89. P. 819-831.
- Warren R. G., Hensen B. J. Peraluminous sapphirine from the Aileron district, Arunta Block, central Australia // Min. Mag. 1987. V. 51. № 361-362. Pt. 3-4. P. 409-415.

УСТОЙЧИВОСТЬ И СИНТЕЗ ТУРМАЛИНА В СВЕРХКРИТИЧЕСКИХ ВОДНЫХ ФЛЮИДАХ

Сеткова Т.В., Шаповалов Ю.Б., Балицкий В.С.
ИЭМ РАН, г. Черногловка, setkova@iem.ac.ru

Турмалин – один из распространенных минералов гранитных пегматитов, а также пневматолито-гидротермальных и гидротермальных образований, хотя нередко встречается в качестве порообразующего минерала, как в самих гранитах, так и метасоматитах и метаморфических породах. Благодаря яркой и разнообразной окраске, высокой твердости и отсутствию спайности монокристаллы турмалина издавна находят применение в качестве популярного ограночного материала. Вместе с тем, турмалин обладает ценными пьезо- и пирозлектрическими свойствами, а использование его в пьезотехнике, позволит существенно повысить чувствительность подобного рода аппаратуры. Между тем, многие вопросы образования турмалина до сих пор остаются не выясненными, несмотря на многочисленные геолого-минералогические, геохимические и кристаллохимические исследования. В частности, не установлены такие важные характеристики турмалина как его устойчивость и растворимость в сверхкритических водных флюидах различного состава в широком интервале температур и давлений и не разработаны надежные и воспроизводимые методы выращивания его монокристаллов.

С целью выяснения устойчивости и возможности выращивания турмалина, были осуществлены эксперименты в водных растворах борной кислоты, ее смеси с фтористо-водородной и соляной кислотами, а также фторидами и хлоридами щелочных и тяжелых металлов при температурах 450 - 750°C и давлениях до 1,5 кб. Опыты проводились в автоклавах объемом 20, 30 и 50 см³, изготовленных из титанового и хромоникелевого сплавов. В качестве образцов для изучения устойчивости турмалина и затравок использовались призматические монокристаллы эльбаита из Малханского месторождения (Забайкалье) размером от 3х3х10 до 5х5х10 мм. Питательной шихтой служили либо монокристаллы эльбаита иногда с добавлением кварца, либо смесь

из монокристаллов кварца и корунда, взятых в соотношениях, близких по стехиометрии к турмалину. Опыты проводились в термоградиентных условиях при отсутствии в автоклаве разделительной диафрагмы. Температура измерялась с помощью хромель-алюмелевой термопары с точностью $\pm 5^\circ\text{C}$, давление задавалось коэффициентом заполнения автоклава. Характер растворения турмалина и новообразованные фазы изучались под бинокулярной лупой и поляризационным микроскопом, а также с помощью рентгенофазового и электронно-зондового микроанализа на цифровом электронном сканирующем микроскопе CamScan MV2300 (VEGA TS 5130MM)TPPT, оснащенный YAG детекторами вторичных и отраженных электронов и энергодисперсионным рентгеновским микроанализатором с полупроводниковым Si(Li) детектором INCA Energy.

В результате было выяснено, что эльбаит в слабо кислых водно-боратных флюидах (концентрация H_3BO_3 менее 6 масс. %) при указанных выше Т-Р параметрах ведет себя крайне инертно. Однако при повышении концентрации H_3BO_3 до 12 масс. % как затравочный, так и шихтовой эльбаит замещаются тонкой пленкой шерла (вероятно, диффузионно, за счет железа, поступающего в раствор при коррозии стенок автоклавов). При этом на поверхности затравочного кристалла образуются правильно ограненные мелкие призматические кристаллики шерла размером до 1 мм, а обломки эльбаита в шихте несут следы растворения. Добавление в шихту кварца не вносит изменения в характер растворения и переноса эльбаита, так же как присутствие эльбаита не влияет на интенсивность растворения и переотложения кварца.

В кислых алюмо-фторидных флюидах при температуре 700°C эльбаит неустойчив и интенсивно растворяется с образованием, по крайней мере, двух тонкокристаллических фаз - кварца и топаза, покрывающих поверхность обломков шихты и затравочных кристаллов.

В растворах 5 масс. % NH_4F и 5 масс. % $\text{NH}_4\text{F} + 10$ масс. % H_3BO_3 при температурах 600 и 750°C и давлениях порядка 1кб поверхность затравок и шихты покрывается тонкокристаллической фазой с правильно сформированными кристаллами AlF_3 , блокирующими как растворение, так и рост эльбаита. Наиболее заметное растворение эльбаитовой затравки и шихты наблюдается в опытах с раствором 10масс. % LiF. Растворение сопровождается образованием сростков мелких (десятые и сотые доли мм) хорошо сформированных кристалликов кианита и кристобалита.



Рис. 1. Затравочный кристалл эльбаита и выросший на него слой Со-турмалина.

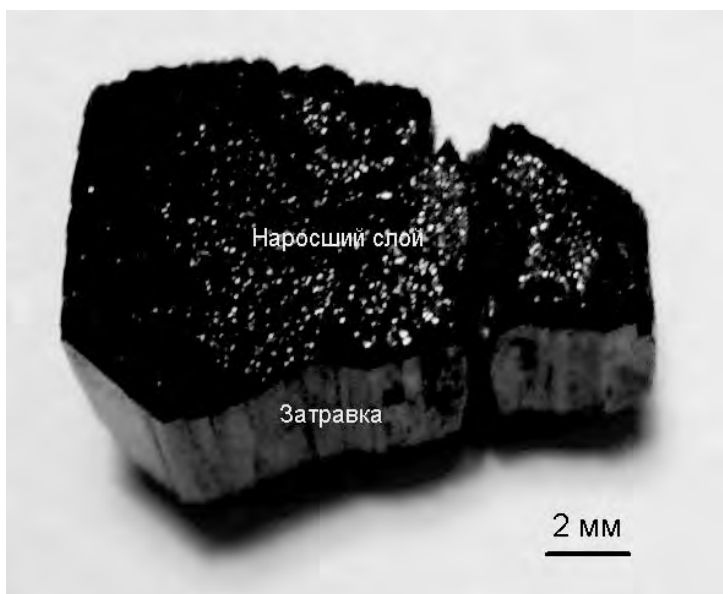


Рис. 2. Затравочный кристалл эльбаита и выросший на него слой шерла.

Рост турмалина на затравку наблюдался только в опытах с использованием растворов 10 масс. % $\text{NaCl} + 15$ масс. % $\text{H}_3\text{BO}_3 + 20$ масс. % $\text{NiCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, 10 масс. % $\text{NaCl} + 15$ масс. % $\text{H}_3\text{BO}_3 + 20$ масс. % $\text{CoCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ и 10 масс. % $\text{NaCl} + 15$ масс. % $\text{H}_3\text{BO}_3 + 20$ масс. % $\text{FeCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ при температуре 500°C и давлении порядка 1 кб. В качестве шихты в этих опытах использовались монокристалльные корундовые и кварцевые стержни, которые помещались на дно автоклава. Эльбаитовые затравки размещались в верхней и нижней зонах автоклава. Продолжительность опытов составляла 20 суток. Нарастание турмалина на затравках происходило как в нижней, так и верхней зонах автоклава на грани $\{+001\}$. При использовании в опытах $\text{CoCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ новообразованный слой характеризуется интенсивной розовой окраской (рис. 1.), в опытах с $\text{NiCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ – бледно-зеленой а в случае с $\text{FeCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ – черной (рис. 2.). Толщина нароста не превышает 0,5, 0,06 и 0,3 мм, соответственно. Помимо этого на затравках и на шихте наблюдается большое количество спонтанных кристаллов тур-

малина размером до 50 мкм того же состава, что и выросший слой. Микронное и рентгеновское изучение новообразованных слоев указывает на принадлежность их, соответственно, к синтетическим аналогам кобальтового и никелевого турмалина (см. таблицу).

Химические составы затравочных кристаллов и выросших слоев Co-, Ni- и Fe-турмалинов

Компонент	Co-турмалин		Ni- турмалин		Fe-турмалин (шерл)	
	Затравка	Выросший слой	Затравка	Выросший слой	Затравка	Выросший слой
SiO ₂	40.70	32.98	42.14	32.76	38.42	33.82
TiO ₂	0.06	0.46	0.00	0.56	0.11	0.00
Al ₂ O ₃	40.88	37.87	35.96	37.50	42.30	38.52
FeO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	11.60
MnO	0.24	0.05	0.13	0.28	0.41	0.06
MgO	0.02	0.15	0.08	0.00	0.00	0.38
Cr ₂ O ₃	0.04	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	1.32	0.03	1.66	0.23	1.61	0.06
Na ₂ O	1.53	1.93	1.99	1.29	1.64	1.90
K ₂ O	0.03	0.01	0.15	0.05	0.03	0.03
CoO	0.10	15.14	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.26	11.96	0.02	1.29
F ⁻	0.00	0.00	0.00	0.00	0.86	0.05
Total	84.91	88.69	82.37	84.61	85.46	87.69

Таким образом, осуществлен комплекс экспериментальных исследований, позволивших определить широкую область Т-Р параметров (до 700°C) и составов растворов (рН до 1), в которых турмалин имеет высокую устойчивость и очень низкую растворимость. Это объясняет сложность его перекристаллизации в сверхкритических водных флюидах, хотя в тех же условиях легко осуществим его синтез из исходных компонентов.

Авторы выражают благодарность В.Е. Загорскому за предоставленные для опытов образцы эльбаита из Малханского месторождения (Забайкалье).

Работа поддержана Российским фондом фундаментальных исследований (грант № 06-05-64900а).

ПЕРЕЧИСЛЕНИЕ ВЫПУКЛЫХ ПОЛИЭДРОВ БЕЗ 3- И 4-УГОЛЬНЫХ ГРАНЕЙ

Сотникова Т.Д., Степенщиков Д.Г., Войтеховский Ю.Л.

КФ ПетрГУ, Апатиты, dm706390@mail.ru

Для целей кристаллографии важно знать все выпуклые полиэдры с заданным числом вершин, ребер и граней. Систематическое перечисление их комбинаторных типов было начато Т.П. Киркманом (1862/63), описавшим все 4- ... 8-эдры и дуальные к ним 4- ... 8-вершинники. Е.С.Фёдоров (1893) изобразил все 4- ... 7-, а также простые (в каждой вершине сходятся ровно три грани) 8- и 9-эдры. О. Гермес (1899) нарисовал все 4- ... 8-, М. Брюкнер (1900) – простые 4- ... 10-эдры, К.Дж. Бувкэмп (1946) – полиэдры с числом ребер до 14. Д.У. Грейс (1965, неопубл.) нашёл число простых 4- ... 11-эдров, Р. Боуэн и С. Фиск (1969) – числа 4- ... 12-вершинных триангуляций на сфере. Они совпадают с числами дуальных к ним простых 4- ... 12-эдров. П.Дж. Федерико (1969) установил полное число 9-эдров. Д. Бриттон и Дж. Дюнитц (1973) изобразили все 4- ... 8-вершинники, П.Дж. Федерико (1975) – 4- ... 8-эдры. Число 10-эдров установлено в (Дуйджвестийн, Федерико, 1981), 11-, 12- и простых 13-эдров – в (Энгель, 1982, 1994). В работах (Войтеховский, 1998 а, б; Voytekhovskiy, Stepenishchikov, 1995, 1996) повторены результаты указанных авторов, исправлены ошибки и перечислены все 4- ... 12- и простые 13- ... 16-эдры. Все они охарактеризованы точечными группами симметрии.

Алгоритмы получения выпуклых полиэдров. Для генерирования полного комбинаторного многообразия выпуклых полиэдров известен федоровский алгоритм. Из уравнения Эбергардта (см. далее) следует, что невозможен выпуклый полиэдр без 3-, 4- и 5-угольных граней одновременно. Для получения таких граней сечениями исходного тетраэдра Е.С. Федоров предложил три процедуры: а) отсечение вершины 3-угольной гранью; б) отсечение ребра 4-угольной гранью; в) отсечение двух смежных ребер 5-угольной гранью. Их рациональное применение состоит в следующем. Операция а) применяется для получения полиэдров, в которых есть хотя бы одна 3-угольная грань; б) – для получения полиэдров, на которых нет 3-угольных, но есть хотя бы одна 4-угольная грань; в) – для получения полиэдров, на которых нет 3- и 4-угольных, но есть хотя бы одна 5-угольная грань. При этом из уравнения Эбергардта следует, что в последнем случае на полиэдре существует не менее 12 таких граней. Простейший пример – додекаэдр. Выводя полиэдры вручную, Е.С. Федоров

применил γ всего один раз – для получения додекаэдра. Как выяснилось позднее, среди простых 13-эдров таковых нет, а далее их число нарастает очень медленно. В статье (Войтеховский, 1998 б) пересчитаны все такие формы вплоть до 20-эдров. Для получения непростых полиэдров из простых с тем же числом граней Е.С. Федоров применяет операцию ω редукции (стягивания) ребра.

Еще один способ получения простых полиэдров – триангуляция сферы, т.е. разбиение ее поверхности на треугольники (Bowen, Fisk, 1969). Он позволяет получать все симплициальные полиэдры, дуальные к простым.

П. Энгелем построен алгоритм, во многом похожий на федоровский. Специфика подхода заключается в оригинальном описании комбинаторных типов полиэдров. Но она привела автора к ошибкам при подсчете их числа в некоторых классах.

Названные методы предназначены для генерирования полного комбинаторного многообразия выпуклых полиэдров. Но полиэдры без 3- и 4-угольных граней, часто встречающиеся в минеральных и органических структурах, представляют узкий класс. Их перечисление указанными способами не целесообразно. Так, среди простых 12-эдров (7595) всего один – додекаэдр – не содержит 3- и 4-угольных граней.

Для еще более узкого класса простых полиэдров, на которых разрешены только 5- и 6-угольные грани (фуллеренов) Д.Г. Степенщиковым разработан алгоритм их последовательного присоединения друг к другу. В силу крайне ограниченного разнообразия граней он оказался эффективным и позволил получить полное многообразие 12- ... 32-гранных и специальные выборки 33- ... 52-гранных фуллеренов. Алгоритм может быть использован для генерирования полиэдров без 3- и 4- и модифицирован для присоединения 7- ... n-угольных граней. Соотношение различных классов полиэдров и соответствующих алгоритмов генерирования показано на рис. 1.



Рис. 1. Соотношение различных классов полиэдров и алгоритмов их генерирования. Вопрос состоит в том, как рационально перечислить все простые полиэдры без 3- и 4-угольных граней.

Вывод диофантова уравнения Эбергардта для $f_3 = f_4 = 0$. Первой теоремой в области комбинаторной геометрии выпуклых многогранников является теорема Эйлера:

$$V + F = E + 2, \quad (1)$$

где V – число вершин, F – граней, E – ребер. Если полиэдр простой, то

$$3V = 2E, \quad (2)$$

так как в каждой вершине сходится ровно 3 ребра, но каждое ребро соединяет две вершины. Подставляя (2) в (1), получаем:

$$3F = E + 6. \quad (3)$$

Обозначая через $f_3, f_4, f_5 \dots$ числа 3-, 4-, 5-угольных и т.д. граней, получим:

$$\begin{aligned} F &= f_3 + f_4 + f_5 + f_6 + \dots, \\ 2E &= 3f_3 + 4f_4 + 5f_5 + 6f_6 + \dots, \end{aligned}$$

последнее – потому, что каждое ребро, общее для двух граней, сосчитано дважды. Подставив значения F и E в (3), получим:

$$6(f_3 + f_4 + f_5 + f_6 + \dots) = 12 + 3f_3 + 4f_4 + 5f_5 + 6f_6 + \dots,$$

после упрощений:

$$3f_3 + 2f_4 + f_5 = 12 + f_7 + 2f_8 + \dots \quad (4)$$

Это и есть диофантово уравнение Эбергардта. Из него следует, что невозможен выпуклый простой полиэдр без 3-, 4- и 5-угольных граней одновременно. В интересующем нас частном случае $f_3 = f_4 = 0$. Поэтому:

$$f_5 = 12 + f_7 + 2f_8 + \dots \quad \text{и} \quad F = 12 + f_6 + 2f_7 + 3f_8 + \dots \quad (5)$$

Решения (5) для $F = 12-20$, для которых существуют простые полиэдры, даны в таблице.

Алгоритм построения фуллеренов. Особенность фуллеренов как простых полиэдров заключается в том, что их поверхность образована только 5- и 6-угольными гранями, сходящимися по три в каждой вершине. Как следует из уравнения Эберхардта, при этом число пентагонов равно 12. В самом деле, так как $f_i = 0$ при всех i кроме 5 и 6, то из (4) сразу получим $f_5 = 12$. Именно этот факт подал идею конструирования фуллеренов последовательным присоединением 5- и 6-угольников к начальной конфигурации, в простейшем случае – к одной грани. Оно выполняется так, чтобы новая грань и текущая конфигурация имели одну или несколько общих сторон и сохранялось условие сходимости в каждой вершине ровно трех граней. Общие и свободные стороны присоединенной грани не должны чередоваться. Примеры правильных и неправильных присоединений даны на рис. 2. Основные вопросы, возникающие при таком способе построения фуллеренов – алгоритм однозначного определения места очередной грани и порядка следования 5- и 6-угольников. От этого зависит комбинаторный тип получаемого фуллерена. Для полиэдров с 5-, 6-, 7- ... n -угольными гранями алгоритм требует модификации.

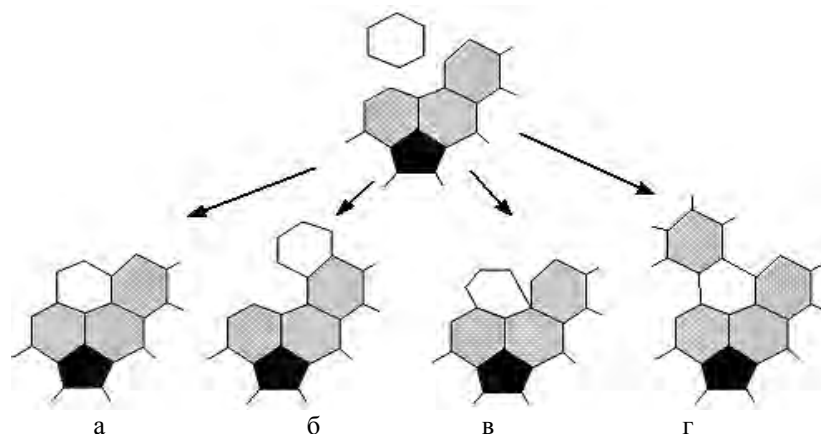


Рис. 2. Правильные (а, б) и неправильные (в, г) присоединения граней.

Решения уравнения (5), для которых существуют выпуклые простые полиэдры

F	f_5	f_6	f_7	f_8	f_9	n
12	12					1
14	12	2				1
15	12	3				1
16	12	4				2
	14		2			1
17	12	5				3
	13	3	1			1
18	12	6				6
	13	4	1			2
	14	2	2			3
	16			2		1
19	12	7				6
	13	5	1			8
	14	3	2			5
	14	4		1		1
	15	1	3			1
	15	2	1	1		1
	16		2	1		1
20	12	8				15
	13	6	1			16
	14	4	2			23
	14	5		1		2
	15	2	3			5
	15	3	1	1		6
	16		4			2
	16	2		2		3
	18				2	1

ЛИТЕРАТУРА

- Войтеховский Ю.Л. Грануломорфология: обоснование, исходные определения, первые теоремы // Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. 1998 а. Вып. 98. С. 19-26.
- Войтеховский Ю.Л. Минеральные полиэдры в структурах горных пород // Зап. ВМО. 1998 б. N 1. С. 17-31.
- Фёдоров Е.С. Основания морфологии и систематики многогранников // Зап. Импер. СПб минерал. об-ва. 1893. Ч. 30. С. 241-341.
- Bouwkamp C.J. On the dissection of rectangles into squares. Pt I // Proc. Nederl. Akad. Wetensch. 1946. A 49. P 1176-1188; Pt II, III // Ibid. 1946. A 50. P 58-71, 72-78.
- Bowen R., Fisk S. Generation of triangulations of the sphere // Math. Comput. 1969. V 21. N 98. P 250-252.
- Britton D., Dunitz J.D. A complete catalogue of polyhedra with eight or fewer vertices // Acta Cryst. 1973. A 29. P 362-371.
- Brückner M. Vielecke und Vielflaeche. Leipzig: Teubner. 1900.
- Duijvestijn A.J.W., Federico P.J. The number of polyhedral (3-connected planar) graphs // Math. Comput. 1981. V 37. P 523-532.
- Engel P. On the enumeration of polyhedra // Discrete Math. 1982. V 41. P 215-218.
- Engel P. On the enumeration of polyhedra // Зап. ВМО. 1994. N 3. С. 20-25.
- Federico P.J. Enumeration of polyhedra: the number of 9-hedra // J. Combin. Theory. 1969. N 7. P 155-161.
- Federico P.J. Polyhedra with 4 to 8 faces // Geometricae Dedicata. 1975. V 3. P 46-481.
- Grace D.W. Computer search for non-isomorphic convex polyhedra. Ph.D. Thesis. Computer Sci. Dept. of Stanford University, California, USA, 1965.
- Hermes O. Die Formen der Vielflaeche // J. reine angew. Math. 1899. V 120. S 305-353.
- Kirkman T.P. Applications of the theory of the polyhedra to the enumeration and registration of results // Proc. Royal Soc. London. 1862/63. V 12. P 341-380.
- Voytechovsky Yu.L., Stepenshchikov D.G. The variety of convex 12-hedra revised // Acta Cryst. 2005. A 61. P 581-583.
- Voytechovsky Yu.L., Stepenshchikov D.G. On the symmetry of simple 16-hedra // Acta Cryst. 2006. A 62. P 600-603.

ДЕФЕКТНОСТЬ И НЕОДНОРОДНОСТЬ СМЕШАННЫХ КРИСТАЛЛОВ K(Cl,Br), ВЫРАЩЕННЫХ ИЗ СМЕШАННЫХ РАСТВОРОВ

Таратин Н.В., Крючкова Л.Ю., Плоткина Ю.В., Гликин А.Э.
СПбГУ, Санкт-Петербург, taratin@rambler.ru

Формирование изоморфно-смешанных кристаллов в растворах представляет отдельную проблему фундаментального кристаллогенезиса. Ее решение необходимо для управляемого выращивания таких кристаллов и интерпретаций генезиса минералов, большинство из которых имеет переменный состав. Ранее была экспериментально обнаружена специфика образования смешанных кристаллов в растворах и разработаны концептуальные основы этого процесса (Гликин, Синай 1983, Гликин 2004, и др.). Несколько позднее идея механизма получила количественное физико-химическое подтверждение (Крючкова и др. 2002). Проведенные детальные исследования особенностей процессов замещения в различных условиях показали, что образование смешанных кристаллов и монокристаллических псевдоморфоз в растворах в общем случае зависит от составов взаимодействующих фаз, от соотношения растворимостей в изоморфном ряду и от формы отклонения раствора от равновесия в условиях изотермической реакции, переохлаждения или перегрева. Главной особенностью кристалла является их разделения на пористые и сплошные. Текстуры формируются за счет обменной реакции между кристаллом и раствором.

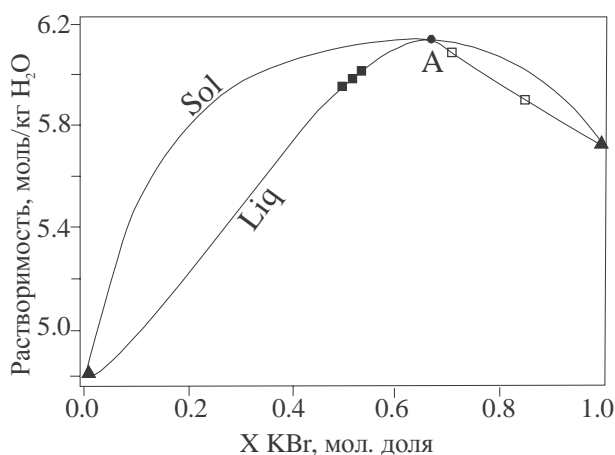


Рис. 1. Диаграмма состояния системы KCl-KBr-H₂O. Обозначены составы исследованных растворов. А – аликотная точка.

Теоретический анализ процесса массового осаждения смешанных кристаллов из водных растворов и экспериментальные исследования роста монокристаллов в тройных системах с изоморфными компонентами показывают, что распределение таких кристаллов по составу в спонтанно образованных ансамблях не тривиально. В частности обнаружена сложная связь между переохлаждением раствора, размером и составом кристаллов (Гликин и др., 2006). В развитие этого направления нами проведено комплексное изучение морфологии и дефектности кристаллов изоморфного ряда KCl-KBr. Изучены морфология и составы кристаллов K(Cl,Br) в окрестностях аликотной точки А фазового равновесия и на удалении от нее. Исследовались кристаллы, выращенные из семи различных растворов при 20 °С. Один раствор отвечал составу аликотной точки (KBr/KCl=67/33).

Три других отличались от алиотропного состава большими содержанием KCl (левая ветвь диаграммы), два раствора отличались большими содержаниями KBr (правая ветвь диаграммы), остальные два раствора содержали чистые соединения KBr и KCl. Зарождение осуществлялось спонтанно при переохлаждении $\sim 10^\circ\text{C}$, и затем кристаллы росли в течение суток. Кристаллы из раствора с алиотропным соотношением изоморфных компонентов выращивались с переохлаждением 5 и 10°C . Внешняя морфология (зональность, блочность, секториальность) кристаллов изучалась под микроскопом, внутренняя морфология, распределение изоморфных компонентов в объеме кристалла изучались на рентгеновском микротомографе, состав внутренних и внешних зон полученных кристаллов определялся рентгенофазовым анализом.

Показано, что морфология, дефектность, зональность растущих кристаллов, а также валовые составы зон кристаллов различаются при разном соотношении изоморфных компонентов в растворе. Растущие из смешанных растворов кристаллы K(Cl,Br) неоднородны по составу в объеме кристалла. Особенности внешней и внутренней морфологии смешанных кристаллов в окрестности алиотропной (eutropic) точки отличаются от таковых у кристаллов KBr и KCl. В этой точке составы кристаллической фазы и растворенной солевой массы одинаковы. Между алиотропной точкой и точками крайних составов KBr и KCl лежат области непрерывного изоморфизма кристаллов K(Br,Cl).

Оптические наблюдения. Все изученные кристаллы огранены кубом. Кристаллы KCl – сильно расщепленные (практически это агрегаты) и насыщенные включениями, придающими им белый цвет. Размеры колеблются в пределах 2–5 мм. Кристаллы KBr – блочные, полупрозрачные или белые из-за включений (рис. 2). Размеры колеблются от первых миллиметров до сантиметра. Большинство кристаллов смешанного состава несколько уплощено и имеет зонально–секториальное строение с четким белым ядром и прозрачной внешней зоной.

Кристаллы, образовавшиеся в растворе, близком к алиотропной точке, имеют размеры от 4 до 8 мм. В этих кристаллах, в отличие от кристаллов, образовавшихся в растворах, далеких от алиотропной точки, деления на сектора и зоны оптически не наблюдается. Кристаллы прозрачные и однородные.

Смешанные кристаллы, образовавшиеся в растворах, обогащенных KCl, имеют размеры 2–5 мм. Ядро имеет округлые неправильные контуры и рассечено на 4 сектора (рис. 3 б, г). Характерно блочное строение – кристалл разделен на 4 или 8 примерно равных частей с границами, параллельными граням кристалла. Привлекает внимание сходство разбиения кристаллов на макроблоки с двойникованием квазикубических кристаллов (например, KJO_3).

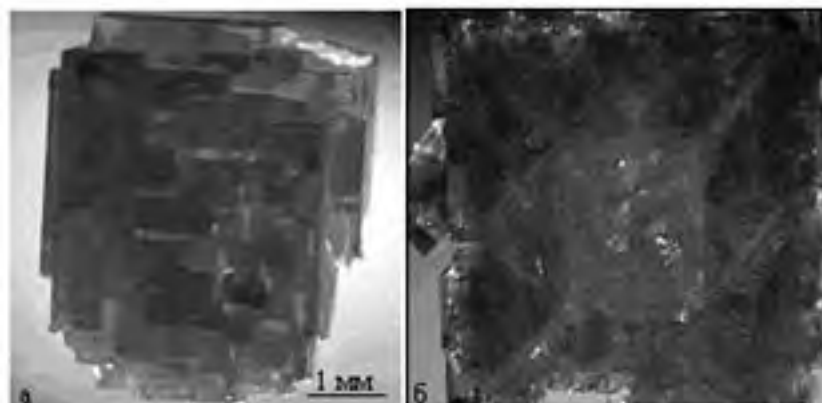


Рис. 2. Блочное строение кристалла KBr (а) и скелетная форма кристалла KCl (б).

Смешанные кристаллы, образовавшиеся в растворе, обогащенном KBr, отличаются малыми размерами (1–3 мм) и изометричной формой. Ядро в целом повторяет контуры кристалла, но имеет сложное, порой дендритовидное строение (рис. 3 а). Внешняя область в большинстве случаев однородна и полупрозрачна. Наряду со скелетными формами встречаются кристаллы с тонко чередующейся зональностью (рис. 3 в). Представляет интерес образование относительно совершенных областей вокруг скелетного ядра притом, что кристаллы крайних составов растут крайне дефектными.

Кристаллы, выращенные из раствора алиотропного состава при двух переохлаждениях, не отличаются друг от друга по составу. Кристаллы очень мелкие до 1–1,5 мм, оптически однородные, блочность, разделение на зоны, трещиноватость, обособление ядра не наблюдается.

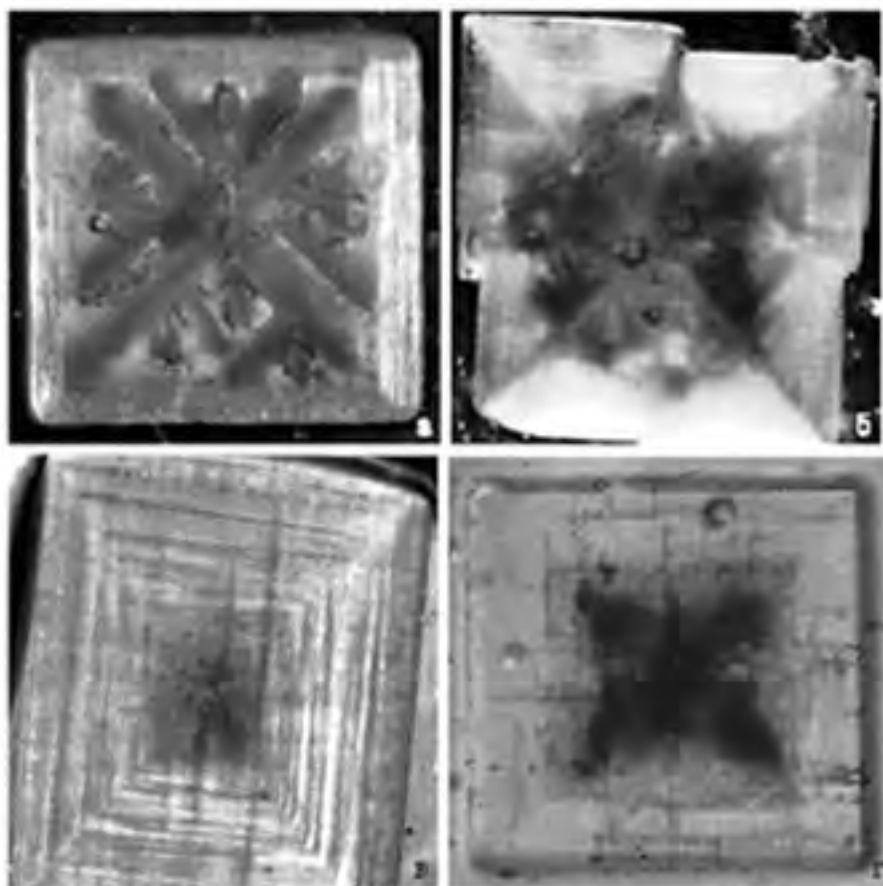


Рис. 3. Морфология изоморфно-смешанных кристаллов $K(Cl,Br)$, выращенных из растворов, обогащенных KCl относительно алиотропного состава. Скелетное ядро, переходящее в полногранную форму (а). Блочный кристалл с четким ядром (б). Мелкозональный кристалл с обособленной внутренней зоной (в). Скелетное ядро, трещиноватость по спайности и намечающиеся блоки (г).

Микротомографический анализ смешанных кристаллов $K(Cl,Br)$ показал некоторые новые особенности, не известные ранее. Выявилось неоднородное строение смешанных кристаллов, неравномерное распределение в объеме кристалла изоморфных компонентов, четкое выделение внутреннего ядра и внешней зоны, отсутствие резких границ между ядром и внешней областью, в некоторых случаях пористость внутренней зоны (рис. 4). Кроме того, внешние полупрозрачные области обогащены KBr -составляющей независимо от состава раствора, что, возможно, обусловлено нестационарностью режима кристаллизации.

Сравнительный анализ томографических данных показал отличия в распределении изоморфных элементов в кристаллах из разных растворов и текстурные отличия. Для кристаллов, обогащенных и обедненных по отношению к алиотропной точке KBr -компонентом характерно сильно пористое неоднородное внутреннее ядро и массивная неоднородная внешняя зона (рис. 4 а, в). Мы полагаем, что первоначально из раствора формировался кристалл, обогащенный KBr , который при дальнейшем взаимодействии с раствором претерпевал дефицитно-объемное замещение, в результате этого и образовалось губчатое внутреннее ядро. Известно, что замещение в переохлажденных растворах сопровождается наложенным на него ростом, а совмещение процессов роста и замещения дает микрон неоднородное распределение изоморфных компонентов в кристалле (Крючкова и др., 2002).

Кристаллы алиотропного состава отличаются отсутствием пористости, неоднородность его по составу более крупнопятнистая. Внешняя зона более однородна, чем внутренняя. Внутренняя зона кристалла более хлористая. Внешняя – более бромистая. В ней к ребрам кристалла приурочены участки, обогащенные хлористым компонентом (рис. 4 б). В целом различия по химическому составу хорошо видны на микротомографических сечениях, но в количественном отношении разница составляет всего 1 %. Кристалл в процессе своего формирования постоянно находится в неравновесии с раствором, что приводит к постепенному метасоматическому обмену компонентами с раствором, этим мы объясняем неоднородный состав кристаллов.

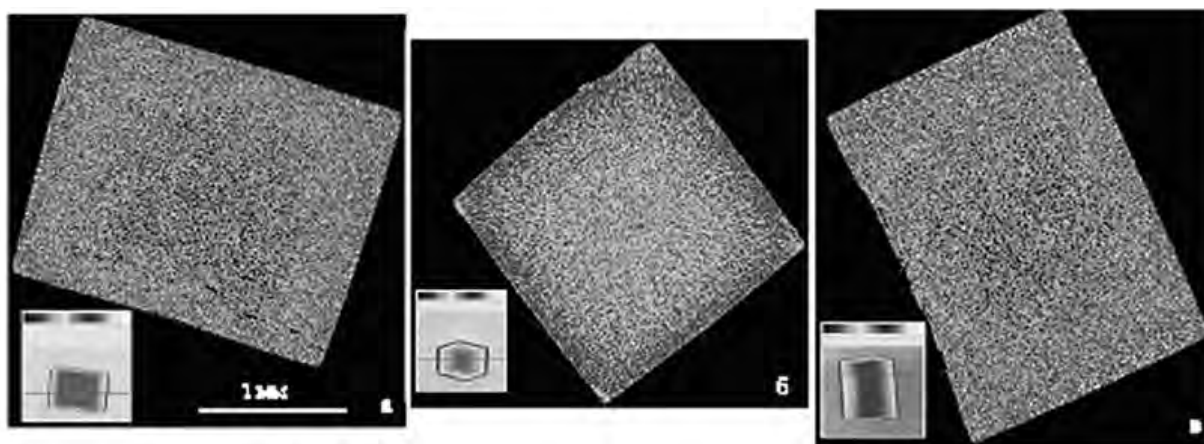


Рис. 4. Неоднородное распределение изоморфных составов по объему кристаллов K(Cl,Br). Микротомографические сечения. Кристаллы, выращенные из растворов, обогащенных KCl (а), KBr (в), из алиотропного (б). Кристаллы не-алиотропных составов имеют пористую внутреннюю зону, кристалл алиотропного состава непористый, массивный (черным цветом показаны включения, белым – KBr, разные оттенки серого – фаза смешанного состава).

Соотношение составов растворов и составов различных зон кристаллов (по данным рентгенофазового анализа)

Состав раствора х KBr	Состав кристалла х KBr	Параметр эл.яч.	Примечания
0,49	0,29	6,378	внутренняя
0,49	0,35	6,393	внешняя
0,51	0,38	6,405	внутренняя
0,51	0,49	6,442	внешняя
0,61	0,58	6,471	внешняя
т. А 0,67	0,69	6,507	нет деления на зоны
0,85	0,88	6,561	внутренняя
0,85	0,89	6,563	внешняя

Рентгенофазовый анализ. Для всех выращенных кристаллов выявлено обогащение внешних зон более растворимым компонентом KBr по сравнению с внутренними зонами (см. таблицу). Для растворов, составы которых отвечают правой ветви диаграммы (рис. 1), это является закономерным.

Для правой ветви диаграммы это неожиданно, однако соответствует данным микротомографического анализа.

Работа поддержана грантом РФФИ № 04-05-64416.

ЛИТЕРАТУРА

Гликин А.Э., Синай М.Ю. Экспериментальное изучение генезиса монокристалльных псевдоморфоз. // ЗВМО, 1983, № 6, с. 742-748.

Гликин А.Э. Полимерально-метасоматический кристаллогенезис // Из-во «Журнал Нева», 2004, 318 с.

Гликин А.Э. и др. Явления саморегуляции изоморфного состава при кристаллизации из растворов // Федоровская сессия, тезисы докладов, СПб Горный институт, 2006, с. 64-66.

Крючкова Л.Ю. и др. Кинетико-морфологические явления роста и изоморфного замещения смешанных кристаллов в растворах (на примере ряда $(\text{Co,Ni})(\text{NH}_4)_2(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) // ЗВМО, № 3, 2002, с. 62-77. G.S. B. Dejewski. The characteristic of the mixed crystals of the KCl-KBr- H_2O system at 298 K // Cryst. Res. Technol., 34, 1999, 8, p. 975-979.

Durham et al. Solid solution of the alkali halides. I. The systems KBr-KCl- H_2O , RbBr-RbCl- H_2O , RbBr-KCl- H_2O at 25 °C // J. Amer. Chem. Soc. 1953. 75. 5793-5794.

ВИЗУАЛИЗАЦИЯ ИНДИКАТРИС 3-ГО ПОРЯДКА ПРИМЕНИТЕЛЬНО К КЛАССИФИКАЦИИ ПЕТРОГРАФИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Фролов К.И., Степенщиков Д.Г., Войтеховский Ю.Л.
КФ ПетрГУ, Анатимы, dm706390@mail.ru

Петрография обладает очень описательной категорией петрографической структуры, т.е. способа организации горной породы из минеральных зерен. Это сильно отличает ее, например, от кристаллографии, базирующейся на математическом основании. Ранее предложен алгебраический формализм, позво-

ляющий однозначно характеризовать петрографическую структуру (Войтеховский, 1995, 2000). Принципиальное отличие подхода состоит в том, чтобы отказаться от использования метрических характеристик минеральных зерен, сосредоточив внимание на пространственных отношениях контактирования. Так, статистика бинарных межзерновых контактов дает уравнение индикатрисы 2-го порядка, а теория квадратичных форм позволяет охватить единым описанием все многообразие структур горной породы и классифицировать их по типам кривых 2-го порядка. Следующим шагом является характеристика петрографических структур статистиками тройных межзерновых контактов, приводящих к поверхностям 3-го порядка в пространствах, размерности которых совпадают с числом минералов в горной породе. Так, для биминеральной горной породы это кривые 3-го порядка на плоскости. Их перечисление и составляет задачу данной работы.

Пусть m_i – минералы в n -минеральной породе, $i = 1 \dots n$; $m_i m_j$ – бинарный контакт минералов m_i и m_j , имеющий вероятность p_{ij} . Тогда уравнение

$$\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n p_{ij} m_i m_j = 1 \quad (1)$$

фиксирует статистику бинарных контактов в породе и задает структурную индикатрису – поверхность 2-го порядка в пространстве $(m_1 \dots m_n)$. Наша задача состоит в том, чтобы реализовать этот подход для индикатрис 3-го порядка

$$\sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^n \sum_{k=1}^n p_{ijk} m_i m_j m_k = 1 \quad (2)$$

Для простейшего случая (биминеральной породы) $n = 2$, поэтому

$$p_{111} m_1^3 + p_{112} m_1^2 m_2 + p_{122} m_1 m_2^2 + p_{222} m_2^3 = 1 \quad (3)$$

Это кривые 3-го порядка на плоскости, которые и следует классифицировать.

Первая классификация кривых 3-го порядка выполнена Ньютоном (Савелов, 2002) по числу и взаимному положению бесконечных ветвей. Общее уравнение кривой 3-го порядка

$$Ax^3 + 3Bx^2y + 3Cxy^2 + Dy^3 + 3Ex^2 + 6Fxy + 3Gy^2 + 3Hx + 3Ky + L = 0 \quad (4)$$

В нашем случае: $p_{111} = A$, $p_{112} = 3B$, $p_{122} = 3C$, $p_{222} = D$, $E = F = G = H = K = 0$, $L = -1$. Пусть $y = kx + b$ – уравнение асимптоты. Для кривой (4) угловой коэффициент асимптоты определяется равенством

$$A + 3Bk + 3Ck^2 + Dk^3 = 0 \quad (5)$$

Коэффициент b определяется равенством

$$(B + 2Ck + Dk^2)b = -(E + 2Fk + Gk^2), \quad (6)$$

где k определяется из (5). Это уравнение дает три действительных или одно действительное и два комплексных значения k . Этим и определяются число и направления бесконечных ветвей. Чтобы асимптота для данного k существовала, b должно определяться из (6). В нашем случае

$E = F = G = 0$,
следовательно

$$(B + 2Ck + Dk^2)b = 0. \quad (7)$$

Чтобы существовала асимптота, необходимы действительные k и b , т.е.

$$B + 2Ck + Dk^2 \neq 0 \quad (8)$$

В этом случае говорят, что ветвь имеет гиперболический тип. Если $b=0$, то асимптота проходит через начало координат. Если при действительных k коэффициент b не определен, то ветвь не имеет асимптоты и говорят, что кривая имеет параболический тип. Таким образом, в зависимости от вида корней (5), можно подразделить все кривые 3-го порядка, рассматриваемые в работе, на четыре группы, которые мы приводим, сохраняя название по Ньютону и указывая характерные формы.

1-я группа: все три корня (5) действительны и различны; кривая имеет три асимптоты и три гиперболические ветви. Кривые этой группы носят название *hyperbolae reduntantes* (раскинутые гиперболы). Их основные формы:

- три гиперболические ветви и овал или две гиперболические и одна прямолинейная ветвь; прямолинейной называется ветвь, вытянутая вдоль асимптоты, которую пересекает и к которой приближается в двух противоположных направлениях (рис. 1 а, б),
- три гиперболические ветви (рис. 1 в),
- три гиперболические ветви, две из которых пересекаются, или три гиперболические ветвей, одна из которых имеет узловую точку (рис. 1 г, д),
- три гиперболические ветви и изолированная точка (рис. 2 е),
- три гиперболические ветви, одна из которых имеет точку возврата (рис. 1 ж).

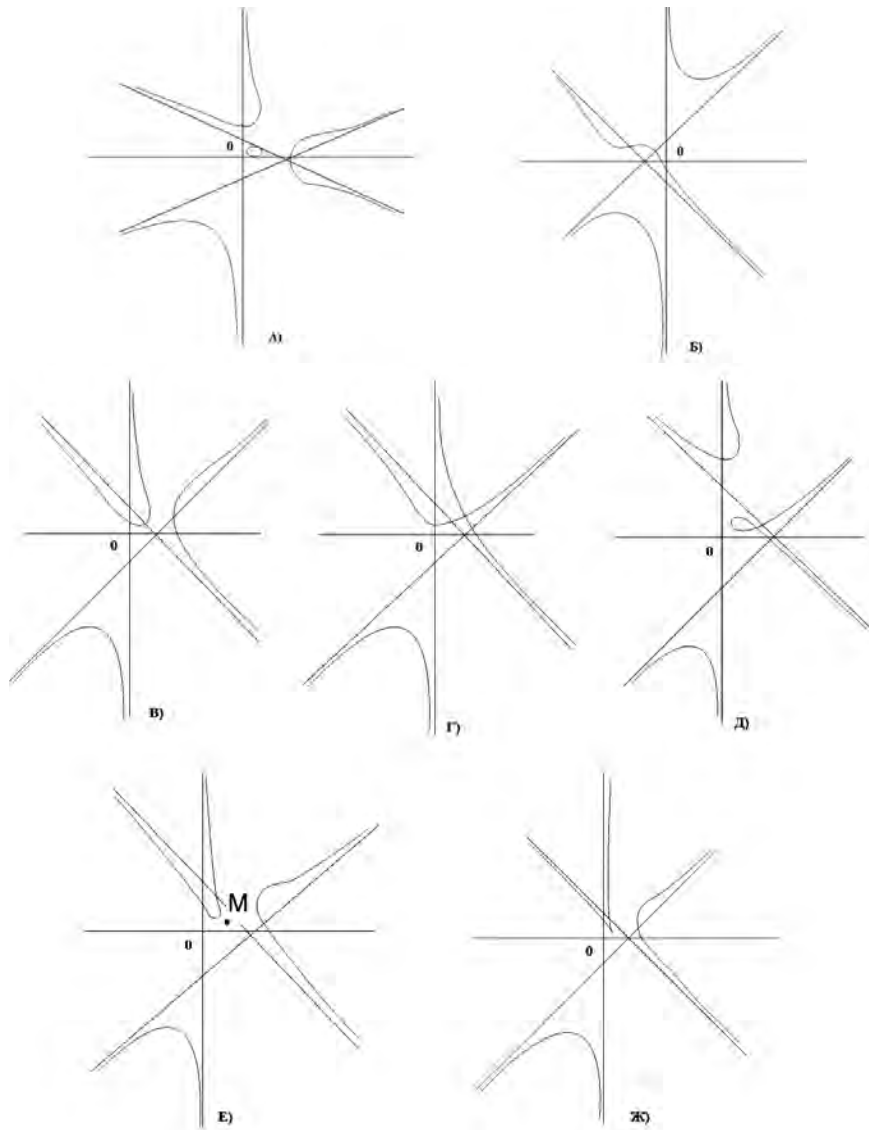


Рис. 1. Кривые 1-ой группы.

2-я группа: (5) имеет один действительный корень, кривые имеют одну асимптоту и прямолинейную ветвь. Они называются *hyperbolae defectivae* (дефективные гиперболы). Их основные формы:

- одна прямолинейная ветвь и овал (рис. 2 а),
- одна прямолинейная ветвь (рис. 2 б),
- прямолинейная ветвь с узлом (рис. 2 в),
- прямолинейная ветвь и изолированная точка (рис. 2 г),
- прямолинейная ветвь с точкой возврата (рис. 2 д).

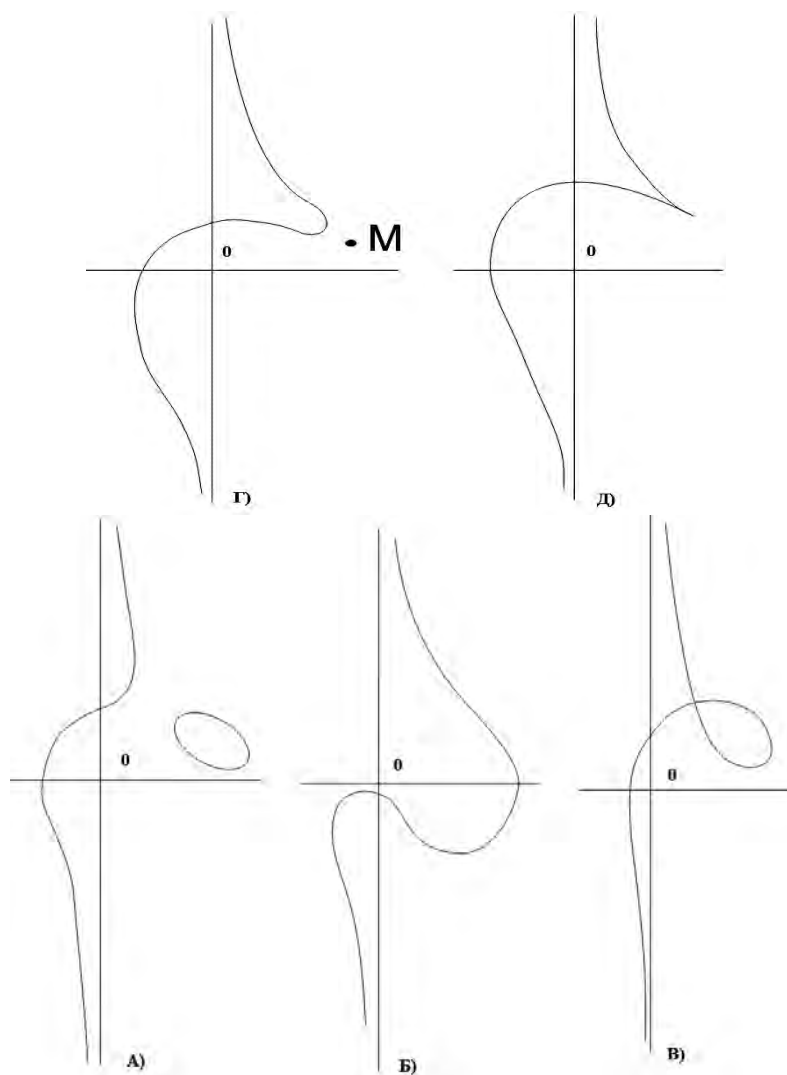


Рис. 2. Кривые 2-ой группы.

3-я группа: (5) имеет двукратный действительный корень и $E+2Fk+Gk^2=0$. Эти кривые называются *hyperbolism sectionum conicarum* (гиперболизмы конических сечений). Их основные формы:

- две ветви с общими асимптотами и бесконечно удаленной точкой возврата (рис. 3 а),
- прямолинейная ветвь с бесконечно удаленной изолированной точкой (рис. 3 б).

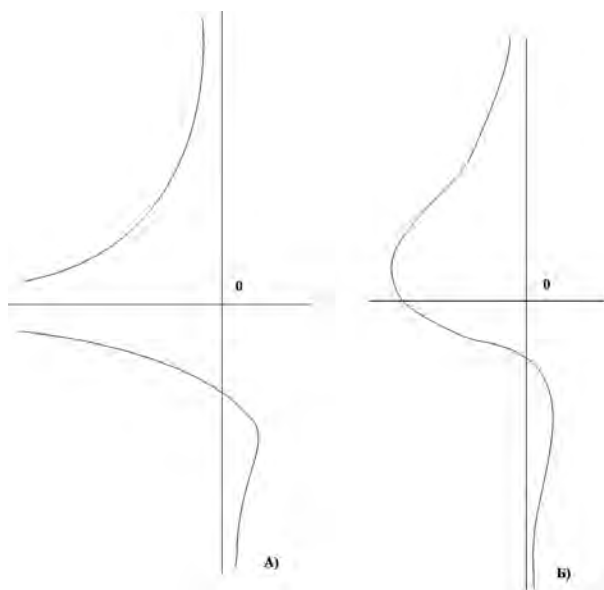


Рис. 3. Кривые 3-ей группы.

4-я группа: (5) имеет трехкратный действительный корень. Здесь возможен только один случай: $E+2Fk+Gk^2 = F+Gk = 0$, при этом $H+Kk = 0$ – кривая распадается на три параллельные прямые.

Таким образом, даже для биминеральных горных пород уравнение (5) порождает большое разнообразие структурных индикатрис 3-го порядка, в формализованном виде выражающих статистики тернарных межзерновых контактов, т.е. в конечном счете – типы взаимных пространственных отношений минеральных зерен различных видов. А ведь это и есть важная составная часть категории петрографической структуры. Методика предлагается для массового тестирования в практике петрографических исследований.

ЛИТЕРАТУРА

Войтеховский Ю.Л. Приложение теории квадратичных форм к проблеме классификации структур полиминеральных горных пород // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 1995. №1. С. 32-42.

Войтеховский Ю.Л. Количественный анализ петрографических структур: метод структурной индикатрисы и метод вычитания аксессуаров // Изв. ВУЗов. Геология и разведка. 2000. №1. С. 50-54.

Савелов А.А. Плоские кривые. Систематика, свойства, применение. Москва-Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2002. 294 с.

Смирнов В.И. Курс высшей математики. Т.1. М.: Физматиз, 1962. 478 с.

Фадеев Д.К. Лекции по алгебре. СПб: Изд-во «Лань», 2002. 416 с.

***ПЕТРОЛОГИЯ,
ГЕОХИМИЯ,
ГЕОХРОНОЛОГИЯ***

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ПРОФИЛЕЙ ХИМИЧЕСКОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ КАРЕЛИИ

Алфимова Н.А., Матреничев В.А.

ИГГД РАН., Санкт-Петербург, ana@na10581.spb.edu

Коры выветривания, как в фанерозое, так и в докембрии, являются единственными достоверными свидетельствами существования континентальных обстановок, а в условиях отсутствия метатерригенных пород, зачастую становятся единственными источниками информации о условиях экзогенных процессов.

Коры выветривания в Карельской гранит-зеленокаменной области имеют широкое распространение и встречаются практически на всех стратиграфических уровнях. Специфичность химического состава раннедокембрийских кор выветривания Карелии состоит в накоплении K_2O в верхних горизонтах профиля. В таблице 1 приведены коэффициенты изменения валового химического состава пород по профилю выветривания, относительно содержания этого элемента в субстрате. Такой способ представления позволяет увидеть эти изменения в сжатой форме и удобен для сравнения степени химических изменений различных объектов.

Анализ вариаций химического состава гипергенных образований свидетельствует о том, что формирование высококалийных кор выветривания происходит по различному субстрату, как в условиях арктического климата, так и во время господства аридных обстановок (Алфимова, Матреничев, 2006 изотопное датирование).

Детальные петрографические и геохимические исследования гипергенных объектов показывают, что в некоторых корах выветривания можно выделить не только зону, обогащенную калием, но и зону, в которой происходит накопление кальция (номер 2,3,5,11 в таблице 1). В работах К.И.Хейсканена (Хейсканен, 1990) это явление описано для кор выветривания, сформированных в условиях аридного климата. Подобная особенность строения профилей, образованных в нивальном климате (номер 4 таблица1), зафиксирована впервые (Климова, Алфимова, 2006).

В настоящий момент не существует единого мнения о причинах специфического химического состава раннедокембрийских кор выветривания. Ряд исследователей, вслед за Б.М.Михайловым (Михайлов, 1986) считают, что формирование маломощных кор выветривания, наиболее выветренные горизонты которых обогащаются K_2O , есть специфическая первичная особенность раннедокембрийского гипергенеза. Вторая точка зрения наиболее четко выражена В.К.Головенком (Головенко, 1975) и состоит в том, что по ряду причин при длительной геологической истории раннедокембрийских кор выветривания самая выветренная, каолинитовая, зона просто не сохранилась. Поэтому предметом настоящего исследования была реконструкция строения полного профиля выветривания пород раннего докембрия Карелии.

Нами были изучено 9 объектов раннедокембрийских гипергенных изменений пород на территории Карелии различного возраста, от 2,8 млрд. лет и до 1,8 млрд. лет Одним из наиболее характерных и полных профилей выветривания Карелии является кора выветривания на берегу оз. М.Янисъярви (С Приладожье).

Кора выветривания здесь развивается по архейским гранито-гнейсам Карельского массива. Протяженность выхода около 100 м, мощность горизонта 10-15м. В настоящий момент в строении профиля выделяется зона начальной физической дезинтеграции пород, элювиальной брекчии и серицитовая зоны. Переход от одной зоны к другой постепенный, резких границ не наблюдается. В зоне физической дезинтеграции пород происходит сглаживание характерной для субстрата мигматитовой полосчатости, дробление пород на обломки. В элювиальной брекчии неокатанные угловатые обломки пород и минералов составляют более 50 % объема породы и цементируются материалом, по составу аналогичным субстрату. Новообразованным минералом этой зоны является кальцит, который цементирует обломки породы и минералов и образует собственные кристаллы. Наиболее выветренная зона коры выветривания в настоящий момент сложена мелкозернистым серицитом с незначительным количеством обломков материнских пород и резорбированных зерен кварца. В таблице 1 приведены коэффициенты изменения химического состава пород для элювиальной брекчии и для серицитовой зоны.

Реконструкция первичного минерального состава выветренных горизонтов для этого профиля (Алфимова, Матреничев, 2006) свидетельствует о том, что главными новообразованными минералами коры выветривания были иллит и смектит, к которым добавляется примесь остаточного кварца из гранитов. Новообразованный кальцит встречается во всех зонах профиля, но наибольшее его количество локализуется в зоне элювиальной брекчии, что вероятно, обусловлено повышенной проницаемостью зоны элювиальной брекчии для гипергенных растворов.

Таким образом минеральные и химические преобразования исходных гранитов при гипергенезе можно представить в виде следующей схемы. В глинистой зоне в кислотных условиях происходит выщелачивание исходной (материнской) породы, при котором формируются новообразованные аутигенные минералы

Таблица 1. Изменение химического состава пород при формировании раннедокембрийских кор выветривания Карелии

№	Место расположения, возраст, источник.	Порода - субстрат	K(SiO ₂)	K(Al ₂ O ₃)	K(CaO)	K(Na ₂ O)	K(K ₂ O)
1	оз.Воронье, основание охтинской серии, предверхнелопийская	гранит	-0,37	11,19	-63,51	-75,68	132,84
2	Хизоваарская стр., верхнелопийская	андезит	2,85	-10,76	41,18	-21,96	4,55
3	Кумсинская стр, предсумийская (Коросов, 1991)	гранит	-8,85	37,19	100,00	-75,00	45,83
4	оз. Ватулма предсариолийская	гранит- порфир 1	13,49	-79,83	394,73	-92,84	-64,81
		гранит- порфир 2	-7,30	-2,59	-22,92	-92,68	27,85
5	оз. Косое предсариолийская (Негруца, 1979)	гранит- порфир	-23,20	23,26	1008,70	-87,88	28,91
6	Оз. Большозеро, предсариолийская	андезибазальт	-0,19	34,22	-57,40	-13,68	160,00
7	Оз. Паанаярви, предсариолийская	риодацит	-10,75	4,12	-6,61	-64,41	22,35
8	п. Гирвас, предъятулийская (Путеводитель..., 1998)	андезибазальт	-5,90	53,74	-92,12	-96,31	616,00
9	Ахвенлампи центр.Карелия, предъятулийская (Хейсканен, 1990)	гранит	-14,19	20,64	-18,33	-94,55	98,97
10	оз.Окуновское нижнеятулийская (Негруца, 1979)	гранит	-8,97	57,31	-79,84	-97,92	341,72
11	Оз. Малый Янисъярви, нижнеятулийская	гранит 1	5,86	-40,98	163,33	-95,85	2,34
		гранит 2	-7,54	15,38	-55,92	-95,15	154,55
12	оз. Сегозеро, ятулийская (Металлогения Карелии, Петрозаводск, 1999)	базальт	0,20	77,42	-100,00	-95,02	520,61

Расчет процентного соотношения элементов производится по следующей формуле:
Изменение содержания элемента (%) $K_{оксид} = ((Ks - Kp) / Kp) * 100$, где Ks - концентрация элемента в выветренном образце, Kp – концентрация элемента в субстрате (неизменной породе)., 1 – элювиальная брекчия , 2 – серицитовая зона

группы иллита и смектита. Эти минералы «консервируют» калий и не позволяют этому элементу покинуть профиль выветривания. Остальные щелочные и щелочноземельные элементы, поступающие в раствор при растворении плагиоклаза и других минералов субстрата, выносятся из пород. Таким образом при кислотном выщелачивании формируется раствор, обогащенный, рядом элементов, в том числе кальцием. Кислотность этого раствора при выщелачивании уменьшается и может достигать значений, соответствующих условиям устойчивости кальцита, что по данным М.В.Борисова (Борисов, 2000) близко к pH =6. В этих условиях ионкальция из раствора взаимодействует с углекислотой атмосферы, что приводит к осаждению кальцита в пределах остаточной коры выветривания. Кальцит чаще всего локализуется в зоне повышенной трещиноватости пород, или зоне элювиальной брекчии.

Схематически, формирование такой зональности в коре выветривания может быть представлено в виде

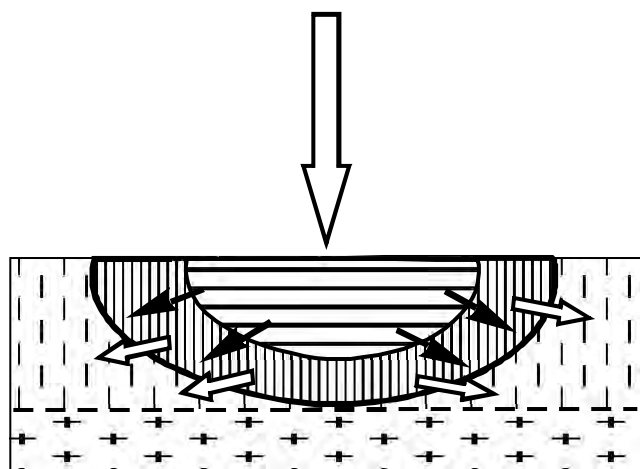


Рис. 1. Элементарный реактор гипергенных геохимических изменений пород.

элементарного реактора гипергенных геохимических изменений (рис.1).

Выводы. В строении полных (не редуцированных) профилей химического выветривания пород раннего докембрия Карелии выделяется 2 зоны – карбонатная и глинистая. Эти зоны формируются последовательно в ходе одного процесса и таким образом, генетически связаны друг с другом.

В Карелии, наряду с полными профилями химического выветривания наблюдаются и редуцированные коры выветривания – гипергенные образования в которых сохраняется лишь одна, карбонатная (профиль выветривания оз.Ватулма) или глинистая зона (профиль выветривания около пос.Гирвас).

Отсутствие каолининовой зоны в строении профилей выветривания, а также иллитовый состав наиболее выветренных зон является первичной и специфической чертой кор выветривания раннего докембрия Карелии.

Работа выполнена при поддержке Фонда содействия отечественной науке.

ЛИТЕРАТУРА

- Алфимова Н.А., Матреничев В.А., Модельные ограничения вариаций изотопного состава стронция континентального стока в раннем докембрии Балтийского щита. Материалы конференции «Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма», Москва. 2006.С. 30-35
- Борисов М.В. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. М, 2000, с.356
- Головенко В.К. Докембрийские коры выветривания, их особенности и методика литолого-геохимического изучения // Докембрийские коры выветривания. М.: Наука, 1975. С. 16-27
- Климова Е.В., Алфимова Н.А., Условия континентального выветривания в докембрии. Гипергенные преобразования раннепротерозойских гранитов Лехтинской структуры (С. Карелия)., наст. сборник
- Коросов В.И. Геология доятулийского протерозоя восточной части Балтийского щита (сумий, сариолий). Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 1991. 118 с.
- Михайлов Б.М. Рудоносные коры выветривания. Л.Недра. 1986
- Негруца Т.Ф. Палеогеография и литогенез раннего протерозоя области сочленения карелид и беломорид. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. 255 с.
- Путеводитель геологических экскурсий Международного симпозиума «Палеоклиматы и эволюция палеогеографических обстановок в геологической истории Земли». Петрозаводск.: Изд-во КарНЦ РАН, 1998. 98 с.
- Хейсканен К.И. Палеогеография Балтийского щита в Карельское время. Петрозаводск.: Изд-во КарНЦ РАН, 1990. 128

МОРФОЛОГИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ЖИЛ ГРАНИТОИДОВ В ИНТРУЗИВЕ ПАНСКИХ ТУНДР

Грошев Н.Ю.

Введение. Панский массив располагается в центральной части Кольского полуострова (рис.1). Массив представляет собой часть Федорово-Панского базит-гипербазитового расслоенного интрузива

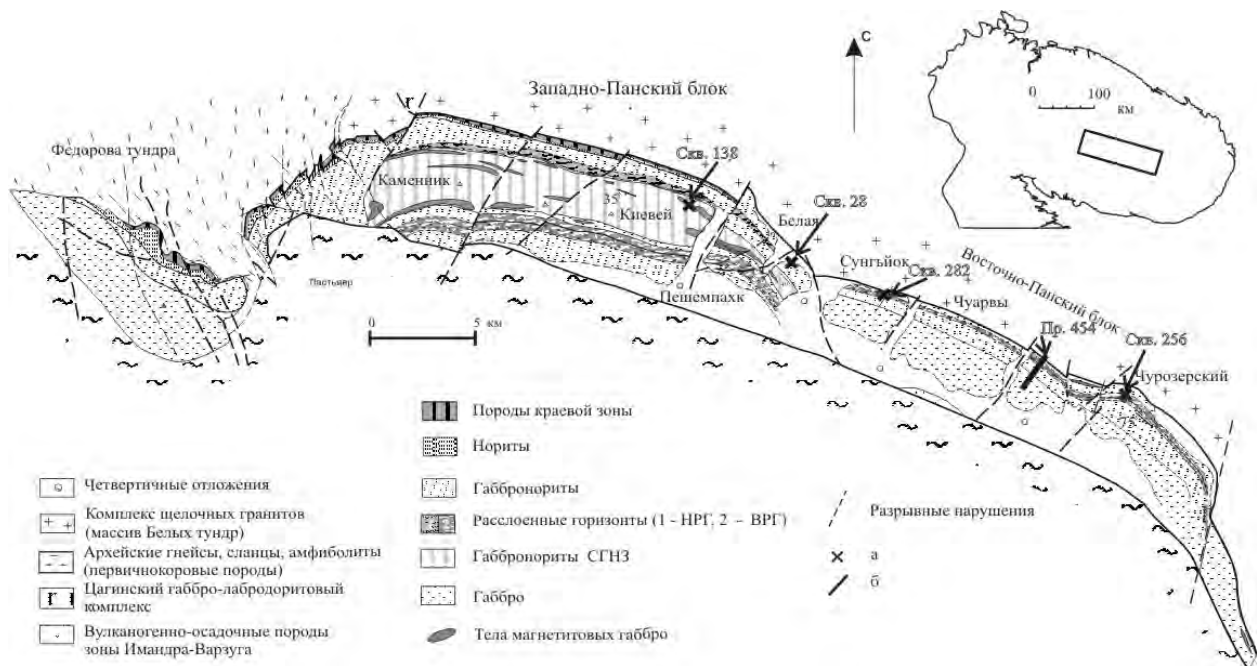


Рис.1. Схематическая геологическая карта Федорово-Панского массива (Карпов, 2004).

а – положение скважин, вкрывших жильные гранитоиды; б – буровой профиль, пересекающий краевую зону массива

с U-Pb возрастом, составляющим $2491 \pm 1,5$ млн лет (Баянова, 2004). С севера массив граничит с архейскими породами: главным образом, со щелочными гранитами Белых тундр и лишь в западной части с породами формации первичнокоровых плагиогранитов-тоналитов-гранодиоритов. Граниты Белых тундр имеют U-Pb возраст 2654 ± 5 млн лет (Баянова, 2004). Внимание к данной теме определяется появлением новых данных по строению северной контактовой зоны массива, в которой буровыми скважинами были подсечены жильные тела гранитов, по составу соответствующие гранитам Белых тундр. Кроме того, ранее на некотором удалении от контакта массива отмечались проявления жильного гранитоидного магматизма и метасоматических преобразова-

ний базитов, которые генетически связывались со щелочными гранитами Белых тундр (Рундквист, 1999). В задачи нашего исследования входило геолого-петрографическое изучение жильных гранитоидов Панского массива, их классификация и разработка адекватной генетической модели их образования.

В результате проведенных исследований в интрузиве Панских тундр было выделено две группы гранитоидных жил, различающиеся по своему составу и геологическому положению. В первую группу входят породы натрового уклона, представленные плагиогранитами и аномально богатыми натрием диоритами. Ко второй группе отнесены калий-натровые породы, объединенные под названием лепидомелановых гранитов с афведсонитом.

Гранитоидные жилы первой группы. Гранитоиды первой группы залегают на расстоянии 300-1400 м от северного контакта массива (скважины 28, 138, 256 и 282 на рис.1) и образуют жилы мощностью от 10 см до 2 м, падающие на юго-запад под углами 75-80°.

Жилы имеют четкие секущие контакты с вмещающими породами, часто осложняющиеся наличием апофиз. В экзоконтактах жил отмечается альбитизация и амфиболизация, а также окварцевание в случаях плагиогранитов. В некоторых случаях зоны контактового воздействия жил достигают необыкновенно большой мощности. Например, диоритовая жила скважины 28 мощностью около 2 м имеет экзоконтакт мощностью от 7 до 10 м. Во многих скважинах наблюдаются зоны метасоматических изменений (главным образом, зоны альбитизации) базитов, не обнаруживающих прямой связи с жилами.

Диориты (скв. 28, 256) представлены равномернозернистыми и порфировидными разностями. Петрографически эти породы довольно необычны. Обладая типично магматическими структурами (гипидиоморфнозернистой, порфировидной, призматическзернистой), диориты состоят из кислого плагиоклаза (альбит-олигоклаз) и амфибола тремолит-актинолитового ряда, помимо которых присутствуют кварц, минералы группы эпидота, титанит, апатит, циркон и рудные минералы.

Плагиограниты (скв. 138, 282) соответствуют лейкократовым разностям гранитов, состоящим из кварца и плагиоклаза, которые организованы в гипидиоморфнозернистые и графические агрегаты. Из темноцветных минералов наблюдаются роговая обманка, авгит, эгирин-авгит и биотит. Среди прочих минералов отмечены минералы группы эпидота, титанит, апатит, титаномagnetит, magnetит и циркон.

По химическому составу гранитоиды первой группы разделяются на аномально высоконатровые диориты и натровые плагиограниты (табл.1, рис.2) при крайне низких содержаниях калия в обеих разновидностях (менее 0,2 мас.%). Это отличает их от щелочных гранитов Белых тундр и сближает (в особенности плагиограниты) с породами формации первичнокоровых плагиогранит-тоналит-гранодиоритов (рис.2).

Гранитоидные жилы второй группы. Гранитоиды второй группы образуют секущие массив жилы в зоне контактовых сланцев и амфиболитов по базитам Панского массива, нередко выходящие из этой зоны в неметаморфизованные габброиды (рис.3). Жилы падают на юго-запад под углами 75-85°. Жильные граниты представляют собой мелкозернистые светло-розовые лейкократовые породы разнообразных структур и текстур. Отмечаются гипидиоморфнозернистая, аллотриоморфнозернистая, порфировидная и бластокатакlastическая. Текстура гранитов, как правило, массивная, иногда слегка гнейсовидная.

Таблица 1. Химический состав гранитоидов первой группы (расшифровка проб см. рис.2)

Компоненты		Номера проб				
		П-28	П-256	П-282	С-138	С-41
SiO ₂	мас. %	61,02	61,14	75,54	74,92	51,34
TiO ₂		1,00	0,91	0,20	0,64	0,37
Al ₂ O ₃		13,67	16,93	12,66	10,41	24,26
Fe ₂ O ₃		3,78	1,35	1,82	1,48	1,96
FeO		6,59	2,51	0,82	2,12	1,19
MnO		0,14	0,18	0,04	0,05	0,06
MgO		1,30	2,92	0,24	0,55	1,53
CaO		3,75	3,80	3,20	2,88	10,67
Na ₂ O		5,63	7,37	4,68	5,18	4,25
K ₂ O		0,19	0,18	0,10	0,17	1,31
H ₂ O ⁻		0,37	0,39	0,06	0,18	0,16
H ₂ O ⁺		2,03	1,75	0,39	0,73	2,29
Co		<0,01	<0,01	<0,01	-	-
Ni		<0,01	0,01	<0,01	-	-
Cu		<0,005	0,02	<0,01	-	-
S _{общ.}		0,06	0,04	0,05	-	-
CO ₂		0,00	0,06	0,00	0,19	<0,1
Cr ₂ O ₃		<0,005	<0,005	-	-	-
V ₂ O ₅		<0,025	<0,025	-	-	-
P ₂ O ₅		-	-	0,02	0,09	0,09
F		0,04	0,03	0,01	-	-
Cl		0,05	0,02	0,03	-	-
Сумма		99,53	99,56	99,85	99,59	99,58

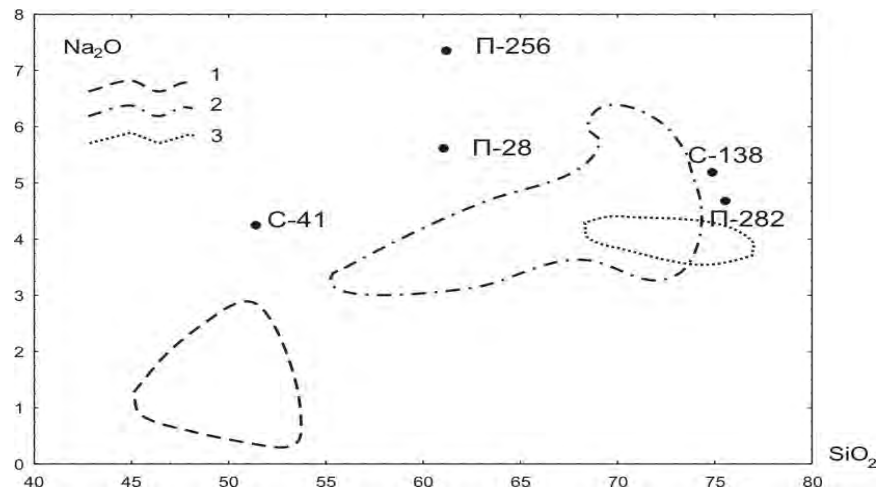


Рис.2. Вариационная диаграмма содержаний оксида натрия по отношению к кремнезему для пород Панского массива (1) (Латыпов, 2000), формации первичнокоровых плагиогранит-тоналит-гранодиоритов (2) и массива Белых тундр (3) (Минеральный, 1978); точки: С-41 – альбитизированный анортозит; П-28, П-256 – жильные диориты; С-138, П-282 – жильные плагиограниты.

Минеральный состав жил определяется следующим набором минералов: кварц – 38-45 об. %, полевой шпат – 50-55 об. % (микроклин, шнуровидный микропертит и альбит в различных соотношениях обеспечивают кали-натровый уклон пород), лепидомелан – 3-6 об. %, арфведсонит – до 2 об. %, магнетит – 3-5 об. %. Учитывая приведенный минеральный состав, эти породы следует называть лепидомелановыми гранитами с арфведсонитом. Данная разновидность гранитов обнаруживает близкое сходство (в разнообразии полевых шпатов и в щелочных темных цветах) с выделенной Батиевой фацией щелочных гранитов, известной как лепидомелановые граниты с эгирином и арфведсонитом (Батиева, 1976).

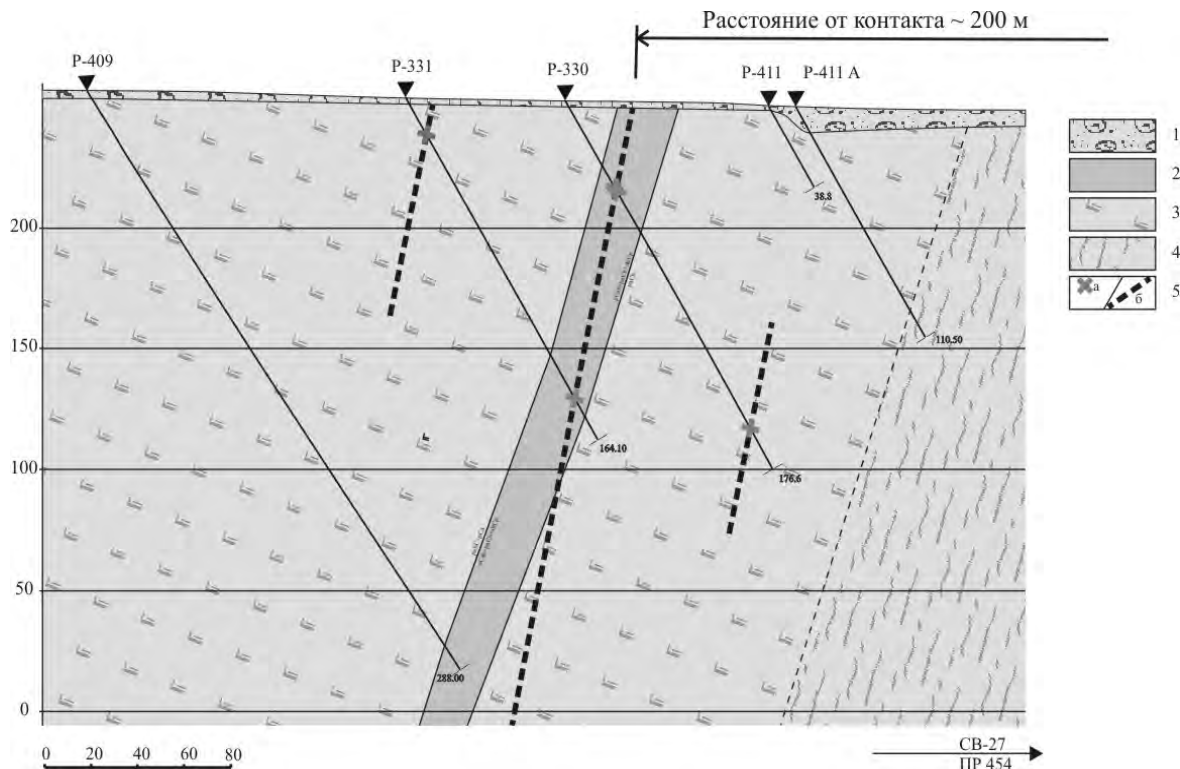


Рис.3. Геологический разрез через приконтактовую часть Панского массива, участок Восточный Чуарвы.

1 – четвертичные отложения; 2 – породы рудоносного горизонта Восточного Чуарвы; 3 – габбронориты; 4 – краевая зона: сланцы и амфиболиты по габброидам Панского массива; 5 – положение шлифов лепидомелановых гранитов с арфведсонитом (а) и предполагаемое положение жильных тел (б)

Заключение. Анализ собранных нами материалов позволяет рассматривать гранитоиды обеих групп как результат процессов мобилизации архейского вещества во время внедрения Панского массива. Плагииграниты – как прямые мобилизаты пород формации плагиигранит-тоналит-гранодиоритов, возникшие в результате частичного плавления последних. Диориты в силу их обогащенности натрием интерпретируются как гибридные породы, образовавшиеся при смешении метасоматически измененных базитов и плагиигранитов. Лепидомелановые граниты с арфведсонитом – как образовавшиеся при частичном или полном плавлении прямые мобилизаты гранитов Белых тундр.

ЛИТЕРАТУРА

- Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитов Кольского полуострова. – Л.: Наука, 1976.
 Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. – СПб: Наука, 2004.
 Карпов С.М. Геологическое строение Панского интрузива и особенности локализации в нем комплексного платино-металльного оруденения // Автореферат: дис. На соискание уч. степ. к.г.-м. н. – Апатиты, 2004.
 Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю. Механизм дифференциации расслоенного интрузива Западно-Панских тундр. – Апатиты, 2000.
 Минеральный и химический состав гранитов Кольского полуострова (сборник анализов). – Апатиты, 1978.
 Рундквист Т.В. Позднемагматическое и постмагматическое минералообразование в интрузиве Панских тундр. – Апатиты, 1999.

ЛИТОХИМИЯ МАКСОВИТОВ МАКСОВСКОЙ ЗАЛЕЖИ

Дейнес Ю.Е.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, deines@krc.karelia.ru

Онежская синклиальная структура является стратотипической областью для шунгитоносных образований докембрия Балтийского щита. Здесь они развиты на двух уровнях – людиковийском и калевийском надгоризонтах нижнего протерозоя Карелии. Основная масса углерода при этом заключена в осадочных и вулканогенно-осадочных образованиях верхней подсвиты заонежской свиты людиковия. Только на этом стратиграфическом уровне известны тела высокоуглеродистых пород – максовитов и шунгитов. Максовиты – шунгитоносные породы, содержащие от 20 до 45% шунгитового вещества (ШВ) смешанного типа, серовато-черные, матовые, плотные, пелитоморфные, относятся к группе экстрезивных сапробитумолитовых пород; стратиграфически приурочены к верхней подсвите заонежской свиты людиковийского надгоризонта нижнего протерозоя; слагают куполообразные залежи. Структуры второго порядка Онежской мульды представлены субпараллельной системой синклинальных и антиклинальных складок, ориентированных в СЗ направлении.

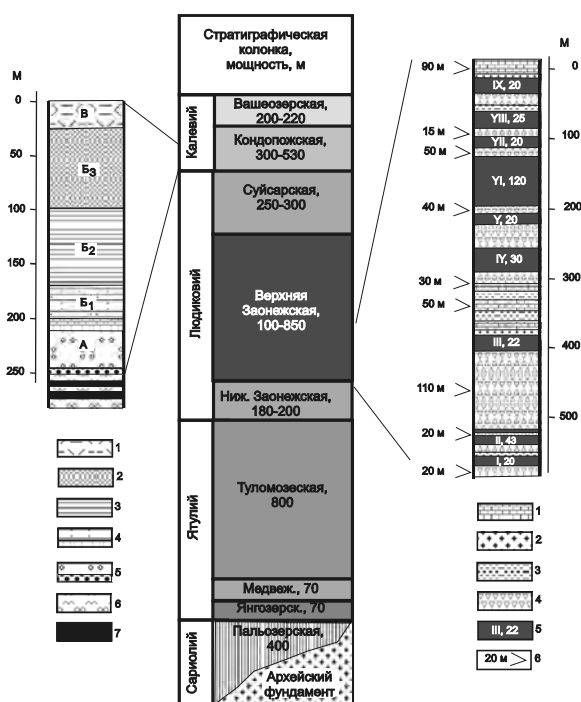


Рис. 1. Общая стратиграфическая колонка для Онежской структуры и колонки первой и второй пачек верхней подсвиты заонежской свиты (а) и нижней по а) 1 доломиты; 2 кремнистые породы; 3 алевролиты; 4 базальтовые дсвиты кондопожской свиты (б).

а) 1 доломиты; 2 кремнистые породы; 3 алевролиты; 4 базальтовые туфы; 5 горизонты шунгитоносных пород, их номер и мощность; 6 положение в разрезе и мощность базальтовых покровов и силлов габбро-долеритов;

б) 1 туфоалевролиты; 2 тонкое по мощности прослоев переслаивание кварц-альбит-серицитовых сланцев и кварц-альбит-хлоритовых алевролитов (мягрозериты); 3 то же, но среднее по мощности переслаивание; 4 переслаивание туфоалевролитов, туфопесчаников и карбонатсодержащих пород; 5 туфопесчаники и туфоконгломераты с галькой максовитов; 6 габбро-долериты заонежской свиты; 7 породы третьей пачки верхней подсвиты

Узкие гребневидные антиклинали, сложенные интенсивно дислоцированными породами, разделяют широкие пологие синклинали слабдеформированных пород.

Основное содержание $C_{св.}$ в разрезе заонежской свиты приходится на верхнюю подсвиту, а в ней на первую и вторую пачки. Особенности их строения изучены для Толвуйской синклинали. Разрез Толвуйской синклинали, в силу большой мощности образований этих пачек, лучше всего изучен и является стратотипическим для этих образований. Здесь в их составе выделено 9 (Купряков, 1988) основных горизонтов шунгитоносных пород (ШНП). Из них 3 отнесены к первой пачке, а 6 – ко второй (рис. 1).

Мощность их обычно составляет первые десятки метров. Горизонты ШНП выделяются условно как наиболее обогащенные шунгитовым веществом (ШВ) участки слоистой толщи. Они сохраняют свое первично-слоистое строение (переслаивание). Максимально обогащенными в них оказываются наиболее тонкие – пелитовые и алевролитовые компоненты, как правило, первично-глинистого, глинисто-кремнистого состава. Содержание шунгитового углерода ($C_{св.}$) не превышает 10-15 вес. % для нормального переслаивания пород, т. е. там, где не проявляется миграция ШВ в форме углеводородов или в составе органо-минеральных комплексов.

Среди ШНП заонежской свиты в настоящее время практическое применение нашли высокоуглеродистые породы – максовиты и шунгиты. Установлено, что максовиты в Онежской структуре распространены более широко по сравнению с шунгитами.

По современному состоянию изученности, в Толвуйской синклинали главным типом залежей высокоуглеродистых пород представляются купольные диапировые постройки, находящиеся на разных стадиях развития (Филиппов и др., 2000). Образование таких построек объясняется в рамках диапировой модели (Филиппов, 2002). Согласно диапировой модели максовиты не являются строго осадочными породами, хотя их образование связано с перемещением последних в виде органо-минеральных комплексов и дальнейшей локализацией. Диапировые складки имеют своеобразную внутреннюю структуру. В начальной стадии течение материала центростремительное – к корню купола, затем вещество может подниматься практически вертикально, при этом должна происходить дифференциация органо-минеральных комплексов по реологическим свойствам (плотности и вязкости). Следовательно, максовиты различных частей хорошо развитой залежи могут иметь значимые различия в составе минеральной компоненты. Наиболее крупной и лучше всего изученной купольной залежью максовитов в настоящее время является максовская залежь, расположенная в северной части Толвуйской синклинали. В работе сделана попытка выявить различия в составе минеральной компоненты максовитов этой залежи.

Исследования показали, что максовиты характеризуются довольно простым минеральным составом матрикса. Обычно это – кварц, мусковит (серицит), реже хлорит, альбит, ортоклаз. Часто присутствует в незначительных количествах пирит.

В данной работе использованы химическая классификация и система петрохимических модулей, которые были предложены Я.Э. Юдовичем и М.П. Кетрис (Юдович и др., 2000) для осадочных пород, с целью выявления сходств и различий в химических составах максовитов, относящихся к различным частям купола шунгитовых пород (ШП). Для этого было отобрано и проанализировано более 60 образцов ШП (табл.), как из обнажений, так и из керна буровых скважин.

Содержание $С_{орг}$ в изученных образцах изменяются в широких пределах (от 18 до 60 мас%) и согласно классификации относятся к типу кахитолитов. Для выявления особенностей химического состава тела максовитов в работе использованы данные анализов, пересчитанные на безуглеродистую основу (минеральную компоненту максовитов), и, соответственно, названия типов, классов и др., согласно классификации даны для минеральной компоненты (Рычанчик и др., 2006). Были рассчитаны петрохимические модули, основными из которых являются:

$ГМ$ – гидролизатный модуль $(TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO) / SiO_2$

$АМ$ – алюмокремниевый модуль Al_2O_3 / SiO_2

По составу минеральной компоненты ШП максовской залежи подразделяются на четыре группы: тип силиты, класс суперсилиты ($0,051 < ГМ < 0,10$), тип силиты, класс нормосилиты ($0,11 < ГМ < 0,20$), тип силиты, подтип псевдосилиты ($ГМ < 0,3$, $MgO > 3\%$) и тип сиаллиты, подтип псевдосиаллиты ($0,31 < ГМ < 0,55$, $MgO > 3\%$). Для выделения кластеров использовались диаграммы: «АМ (алюмокремниевый модуль) – сумма щелочей» и « K_2O – ппп» (рис. 2).

Химический состав максовитов максовской залежи, мас. %

Компоненты и модули	Кластеры		
	I Поверхность	II Центр	III Дно
n	31	18	15
SiO ₂	89,96	83,76	69,12
TiO ₂	0,31	0,37	0,74
Al ₂ O ₃	5,20	5,93	10,49
Fe ₂ O ₃ общ	2,38	5,40	9,41
MnO	0,03	0,03	0,04
MgO	0,71	1,87	4,39
CaO	0,09	0,65	2,19
Na ₂ O	0,05	0,25	0,16
K ₂ O	1,21	1,57	3,30
P ₂ O ₅	0,05	0,18	0,16
ппп	35,85	29,90	39,77
Сумма	100,00	100,00	100,00
Na ₂ O+K ₂ O	1,26	1,82	3,47
ГМ	0,09	0,14	0,30
АМ	0,058	0,071	0,152

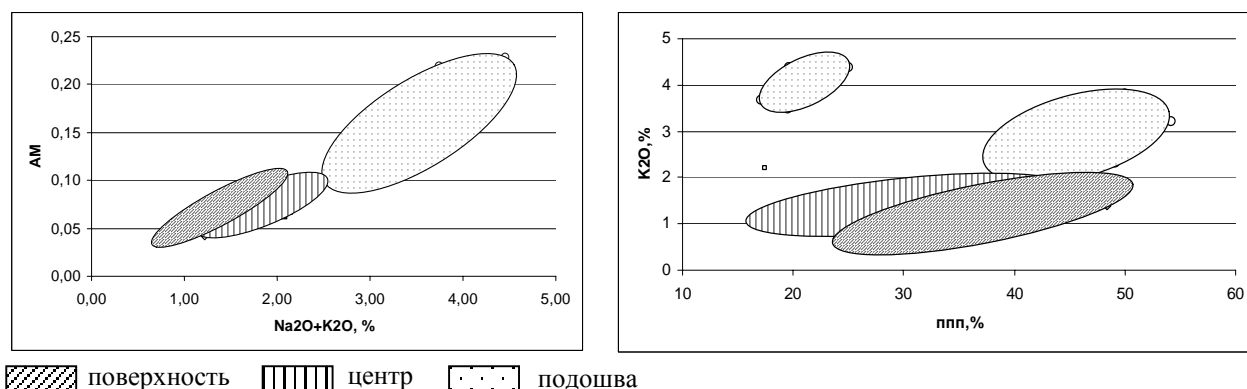


Рис. 2. Модульные диаграммы для мафоситов мафоситовой залежи.

Из приведенных модульных диаграмм можно сделать некоторые выводы:

- в ШП мафоситовой залежи наблюдается прямопропорциональная зависимость суммы щелочей и алюмокремниевый модуля, а также ппп и K_2O (за некоторым исключением) (рис. 2);
- по мере поднятия от подошвы к поверхности залежи содержание кремнезема растет, содержание Al, Fe, Mg, Ca, K уменьшается;
- мафоситы подошвы залежи более щелочные, карбонатные, с повышенным содержанием Al, Fe, Mg, менее кремнистые;
- мафоситы обнажений, наоборот, имеют менее щелочной состав, но более кремнистый, содержание Al, Fe и Mg ниже, чем в донной части;
- мафоситы центральной части залежи имеют промежуточный состав;
- четких границ в содержании элементов между породами всех трех частей нет.

Как уже отмечалось (Рычанчик, 2006), при общей высокой кремнистости минеральной основы мафоситов различных тел, содержания Ссв. в них связаны со слюистой (первично глинистой) составляющей. Поэтому на обеих приведенных диаграммах все выделенные поля в принципе можно объединить в общий «мафоситовый тренд». Исключение составляет небольшой кластер на диаграмме K_2O – ппп для пород подошвы залежи. Для него характерны повышенные содержания K_2O на фоне низких значений ппп. Скорее всего, эти породы не следует относить к мафоситам, они могут представлять собой обогащенные миграционным ШВ вмещающие породы подошвы залежи. «Мафоситовый тренд» можно подразделить на три отдельные группы, которые соответствуют различным частям залежи: подошве, центру и обнажениям, что свидетельствует о дифференциации по плотности и вязкости органо-минерального комплекса.

ЛИТЕРАТУРА

- Купряков С.В. Отчет о результатах поисковых работ на шунгитовые породы, проведенных в Онежской мульде в 1985–88 гг. Петрозаводск, 1988. 148 с.
- Рычанчик Д.В., Ромашкин А.Е., Дейнес Ю.Е. Петрохимические особенности минеральной компоненты шунгитовых пород (мафоситов) онежской структуры Карелии //Литохимия в действии 2006. II всероссийская школа по литохимии. Сыктывкар. 2006. С. 107-109.
- Филиппов М.М., Клабуков Б.Н., Ромашкин А.Е. и др. Закономерности формирования, развития и размещения шунгитовых структур Онежской мульды: Отчет по т. 152. Петрозаводск, 2000. 197 с. (Фонды КарНЦ РАН).
- Филиппов М.М. Шунгитовые породы Онежской структуры. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2002. 280 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.

ВУЛКАНИТЫ РАННЕГО ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ СВИТЫ ВЕТРЕННЫЙ ПОЯС И БУРАКОВСКИЙ РАССЛОЕННЫЙ ПЛУТОН, КАК ВОЗМОЖНЫЙ ИНТРУЗИВНЫЙ АНАЛОГ (КАРЕЛИЯ И АРХАНГЕЛЬСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Евсеева К.А., Чистяков А.В.
ИГЕМ РАН, Москва, chist@igem.ru

В течение раннего палеопротерозоя (2.5-2.3 млрд. лет назад) на Балтийском щите сформировалась крупная магматическая провинция кремнеземистой высокомагнезиальной (бонинитоподобной) серии (Шарков и др., 1997), в состав которой вошли расслоенные базит-ультрабазитовые интрузивы, крупнейшим из которых

на Карельском архейском кратоне является Бураковский плутон (БП), а также вулканогенно-осадочные комплексы в грабенообразных структурах, одной из которых являлся Ветреный Пояс (рис.1). Базальты последней, входящие в состав одноименной свиты ветреный пояс, часто рассматриваются как вулканические аналоги БП. Сопоставлению вулканитов свиты и пород плутона с целью определения возможности их генетического родства и посвящена данная работа.

Бураковский плутон располагается в пределах древнейшего на Балтийском щите Водлозерского архейского блока, достигает 50 км в длину, 13-17 км в ширину при мощности от 5-7 до 10 км и площади - более 600 км². Ранее предполагалось, что плутон представляет собой единый интрузив, разбитый в позднем протерозое на три тектонических блока. Однако комплексные исследования последних лет указывают на то, что плутон образован двумя самостоятельными однотипными интрузивами - Аганозерским (АТ) и Шалозерско-Бураковским (ШБТ) (Чистяков и др., 2000; Берковский и др., 2000). Sm-Nd возраст АТ составил 2372 ± 22 млн. лет ($\epsilon_{Nd} = -3.22 \pm 0.13$), а ШБТ - 2433 ± 28 ($\epsilon_{Nd} = -3.14 \pm 0.14$).

В разрезах обоих тел выделяются краевая и расслоенная серии. Последняя отражает смену кумулятивных парагенезисов снизу вверх по разрезам обоих тел от более высокотемпературных к относительно более низкотемпературным (т.е. от ультрабазитов к базитам). Строение расслоенных серий двух тел и их сопоставление на основе выделяемых зон приведено на рис. 2. Условным «нулевым уровнем» для корреляции разрезов на рисунке служит обогащенный хромшпинелидами горизонт (ГХГ). В расслоенных сериях обоих тел наблюдается скрытая расслоенность, выраженная в снижении магнетиальности оливина и пироксенов вверх по разрезам при общей тенденции к понижению основности плагиоклаза (см. рис.2 и табл.1).

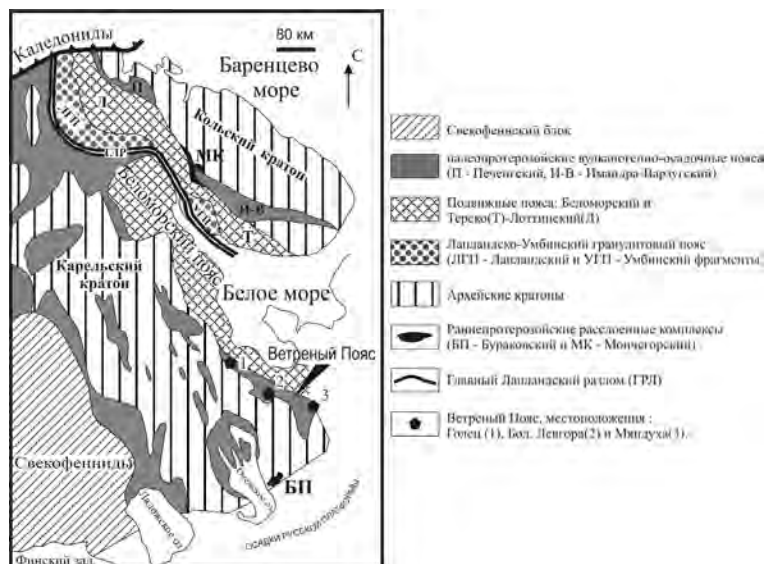


Рис. 1. Схема геологического строения восточной части Балтийского щита и местоположение изученных объектов

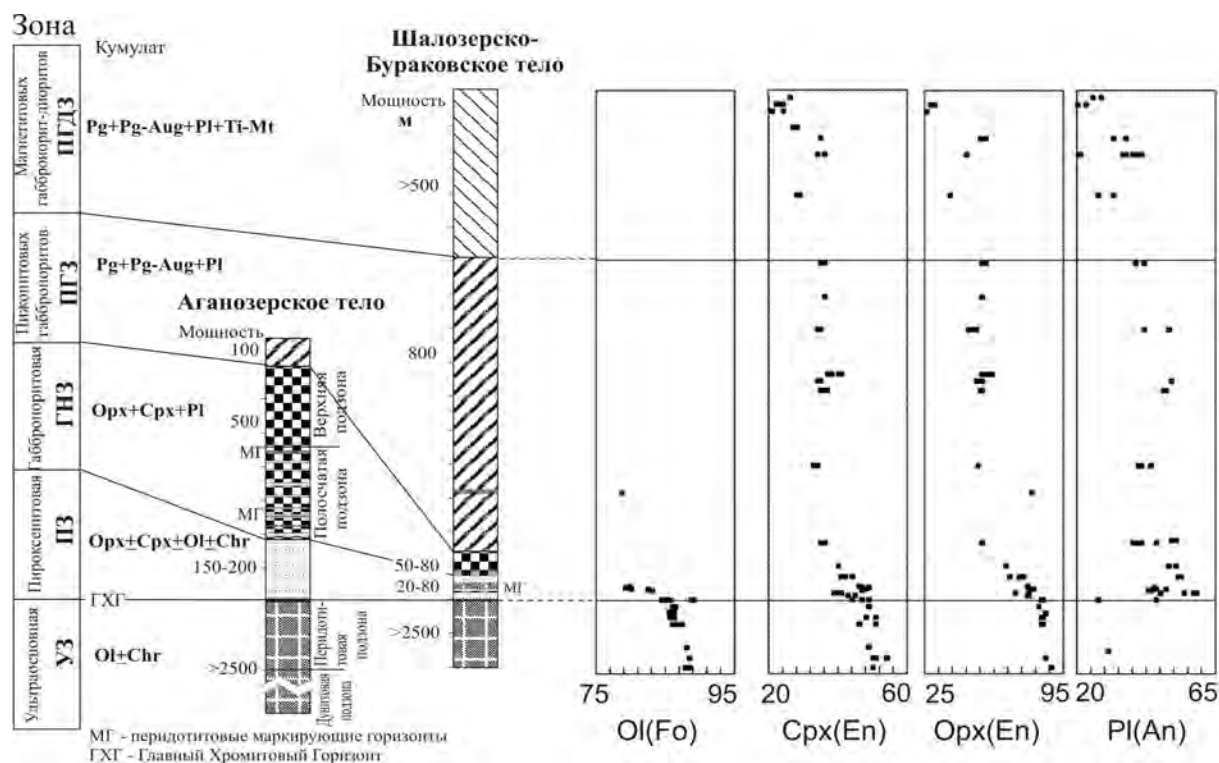


Рис. 2. Строение расслоенных серий Аганозерского (АТ) и Шалозерско-Бураковского (ШБТ) тел Бураковского плутона; изменение составов минералов по разрезу расслоенной серии ШБТ (скрытая расслоенность).

Таблица 1. Изменения составов минералов по зонам расслоенных серий АТ и ШБТ Бураковского plutона

Зоны	Оливин, Fo		Ортопироксен, En		Клинопироксен, En	
	АТ	ШБТ	АТ	ШБТ	АТ	ШБТ
УЗ	88-86	88-84	80	86-83	53-48	51-44
ПЗ	82-83		76	75-71	44-47	45-42
ГНЗ	80		76-62	66	41-44	40
ПГНЗ			63	58-51	40	40-34
МГДЗ				54-38		36-28

Для большинства габброидов Бураковского plutона характерно сочетание относительно высоких содержаний магния с высокими же концентрациями SiO_2 при низких содержаниях титана, щелочей, $\text{TR}_3\text{Э}$, ниобия и т.д. Наблюдаются удовлетворительные тренды корреляции ряда главных элементов с MgO – отрицательные для суммы щелочей и Al_2O_3 и положительные – для Ni .

По сравнению с MORB, все породы plutона обогащены литофильными элементами (Rb, Ba, Sr), а габброиды – также $\text{LP}_3\text{Э}$, при низких содержаниях тяжелых $\text{P}_3\text{Э}$ и титана. Относительно состава примитивной мантии по (McDonough & Sun, 1995) породы также показывают обогащенность Rb, Sr и Ba при относительно низких содержаниях рудных компонентов (Ni, V, Cr). Количество хрома существенно возрастает лишь в породах рудных хромитовых горизонтов, главным из которых является ГХГ (см. рис.2).

Вся совокупность исследованных горных пород Бураковского plutона обладает в целом однотипным фракционированным трендом распределения $\text{P}_3\text{Э}$. Для ШБТ количество $\text{P}_3\text{Э}$ закономерно возрастает от 10 ppm в УЗ до 72.8 ppm в МГДЗ; в Аганозерском теле эти изменения составляют от 2.5 до 20.6 ppm. Вверх по разрезам также происходит обогащение легкими $\text{P}_3\text{Э}$, что иллюстрируется возрастанием отношения $(\text{Ce/Yb})_n$ от 3.5 до 6.9 в ШБТ и от 1.5 до 5.5 в АТ. Полученные нами данные показывают также существенную обогащенность $\text{P}_3\text{Э}$ и $\text{LP}_3\text{Э}$ пород Шалозерско-Бураковского тела относительно одноименных пород Аганозерского тела.

Свита ветреный пояс в составе одноименной структуры (см. рис. 1) сложена лавовыми потоками преимущественно базальтов и пикробазальтов, с подчиненным количеством андезитобазальтов и ограниченным развитием туфов и туфогенно-осадочных пород. Согласно изотопно-геохронологическим данным (Puchtel et al., 2001 и т.д.) возраст свиты определен в 2.45 - 2.41 млрд. лет при $\epsilon_{\text{Nd}} = -2.6$.

Нами изучались породы верхней части разреза свиты ветреный пояс из трех участков: гора Мяндуха, гора Голец и гора Бол. Левгора (см. рис. 1). Во всех участках наблюдаются реликты вулканических построек, сложенных десятками базальтовых потоков мощностью от первых до десятков метров. Судя по находкам пиллоу-лав и гиалокластитов, их излияния происходили в подводных условиях. Редко в лавовых телах наблюдаются горизонты кумулятивных пикритов, главным (до 80 об.%) минералом кумулуса в которых выступает оливин. Базальты обычно имеют мелкопорфировую структуру с вкрапленниками оливина, хромшпинелида, реже, клинопироксена. Особенностью основной массы базальтов являются структуры типа микроспинифекс, характеризующиеся развитием длиннопризматических, игольчатых, радиально-лучистых агрегатов клинопироксена, реже оливина в вулканическом стекле. Реликты оливина Fo_{80-87} наблюдаются также и в порфировых выделениях. Вкрапленники клинопироксена (авгит $\text{Wo}_{41-44}\text{En}_{44-50}\text{Fs}_{9-11}$) имеют скелето- и футлярообразные

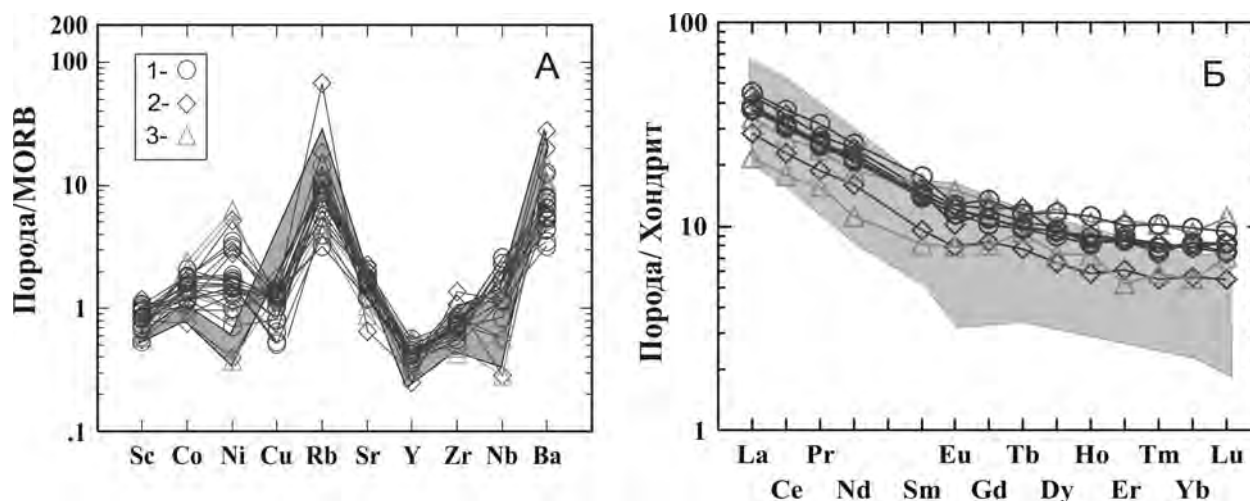


Рис. 3. Распределение элементов-примесей (А) и $\text{P}_3\text{Э}$ (Б) в породах свиты ветреный пояс (1 - Мяндуха, 2 - Голец, 3 - Бол. Левгора). Поле выделены спектры габброидов ШБТ БП.

формы. Состав Сrx в структурах микроспинифекс отвечает авгиту $Wo_{45-47}En_{33-42}Fs_{12-21}$. Хромшпинелид - субферриалюмохромит (Cr_2O_3 от 42 до 46 мас.%) присутствует в виде единичных мелких зерен. Плагноклаз (An_{62-64}) встречается лишь в полнокристаллических долеритах. Пятнистое вулканическое стекло имеет переменный состав, варьирующий от базальта ($SiO_2 = 50-54$ мас.%) до андезит-дацита ($SiO_2 = 56-62$ мас.%).

Среди изученных пород свиты преобладают кремнеземистые (SiO_2 - до 54 мас.%), высокомагнезиальные ($MgO > 8$ мас.%) базальты с низким содержанием TiO_2 - до 0.8 мас.%. Подчиненную роль играют пикриты и пикробазальты с содержаниями SiO_2 42-45 мас.% и MgO - 33-21 мас.%. Все породы имеют близкие спектры распределения редких и рассеянных элементов, в частности, обогащены Sr, Zr, Ba. и обеднены Nb, Y и др. (рис.3А), а также имеют однотипный фракционированный тренд распределения РЗЭ (см. рис. 3Б) с заметным обогащением легкими РЗЭ по отношению к тяжелым $(Ce/Yb)_n = 2.7-3.9$, что существенно отличает их как от толеитовых, так и коматиитовых базальтов.

Таким образом, по результатам проведенных исследований установлено, что базальты свиты ветреный пояс могут быть отнесены к образованиям раннепалеопротерозойской кремнеземистой высоко-Mg серии Балтийского щита и по своим геохимическим характеристикам сопоставимы с породами расслоенных серий Бураковского плутона. Время становления обоих тел плутона укладывается в интервал формирования базальтов свиты ветреный пояс.

Формирование БП происходило при давлении, не превышающем 5 кбар (т.е. на глубине до 15 км). Все перекрывающие его породы, а, возможно, и верхние части разрезов расслоенных серий самого плутона, «смыты» эрозией и плутон выходит на четвертичный срез. Можно предполагать, что аналогичная ситуация наблюдается и в соседний регионах. Вероятно, во время формирования, вулканы занимали значительно большую площадь и Бураковский плутон мог выступать как промежуточная камера (или одна из камер) для расплавов (рис. 4), обеспечивших образование KBMC и, в частности, базальтов свиты ветреный пояс.

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 04-05-64581.

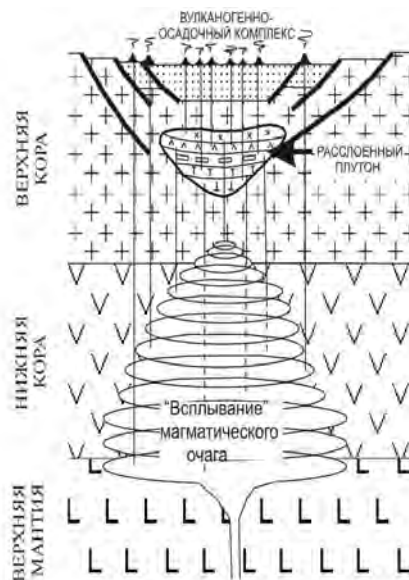


Рис. 4. Схема формирования KBMC (по Шарков и др., 1997).

ЛИТЕРАТУРА

- Берковский А.Н., Семенов В.С., Корнеев С.И., Яковлева С.З., Беляцкий Б.В., Гриневич Н.Г. Строение Бураковского Аганоzerского расслоенного комплекса, петрологические выводы // Петрология, 2000, т.8, №6, с.650-672.
- Чистяков А.В., Богатилов О.А., Гроховская Т.Л., Шарков Е.В., Беляцкий Б.В., Овчинникова Г.В. Бураковский расслоенный плутон (Южная Карелия) как результат пространственного совмещения двух интрузивных тел: петрологические и изотопно-геохимические данные // Доклады РАН, 2000, т.372, № 2, с. 228-235.
- Шарков Е.В., Смолькин В.Ф., Красивская И.С. Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподобных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология, 1997, т.5, № 5, с.503-522.
- McDonough M.F., Sun S.-s. The composition of the Earth // Chemical Geology, 1995, v.120, pp. 223-253.
- Puchtel I.S., Brugmann G.E., Hofmann A.W. et al. Os isotope systematics of komatiitic basalts from the Vetryny Belt, Baltic Shield: evidence for a chondritic source of the 2.45 Ga plume // Contrib.Mineral.Petrol., 2001, v. 140, p. 588-599.

ИСТОЧНИКИ ТЕЛ МИКРОГАББРОНОРИТОВ: РЕЗУЛЬТАТЫ SM-ND ИЗОТОПИИ

Епифанова Т.А.¹, Казанов О.В.¹, Каринен Т.²

¹СПбГУ, epifanova@yahoo.com

²Университет Оулу, Финляндия

Более 90% запасов платиновых металлов сосредоточены в стратиформных месторождениях, приуроченных к расслоенным интрузиям перидотит – ортопироксенит - габброноритовой формации. Это так называемые месторождения «рифового» типа, такие, как риф Меренского (массив Бушвельд, ЮАР), J-M риф (Стиллуотер, США). Обычно они образованы маломощными пластами малосульфидных платинометаллических руд – рифами, латерально протяженными по всему объему массива.

Месторождения, связанные с телами микрогабброноритов, являются особым подтипом подобных месторождений. Месторождения и рудопроявления такого рода известны в двух расслоенных интрузиях северо-восточной части Балтийского щита – Луккулайсваара (Северная Карелия), Койлисмаа (Финляндия). Проявления микрозернистых пород обнаружены также в критической зоне горы Нюд (Мончегорский плутон, Кольский полуостров), однако крупных рудоносных тел они не образуют.

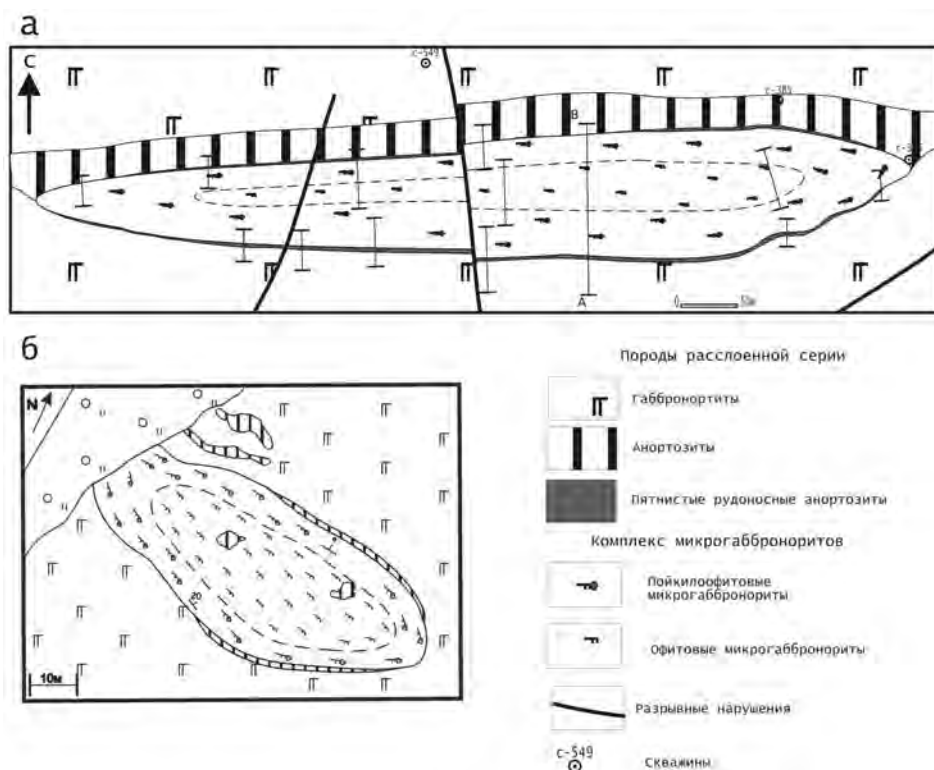


Рис. 1. Схема геологического строения тела микрогабброноритов «Надежда» (расслоенный массив Луккулайсваара).

Интрузии Луккулайсваара и Койлисмаа приурочены к раннепротерозойской Панакуолярвинской рифтогенной структуре северо-западного простираения (зона Куусамо в Финляндии) и имеют схожий возраст 2440 млрд. лет. Обе интрузии характеризуются присутствием лентовидных, каплевидных тел микрозернистых пород (микрогабброноритов), залегающих согласно с расслоенностью массивов. Тела микрогабброноритов обычно локализуются в интервалах разреза, сложенных пироксен-плагиоклазовыми кумулатами (нориты, габбронориты), характеризующихся четкой ритмичной расслоенностью.

Тела микрогабброноритов двух интрузий заметно различаются по размеру: в интрузии Луккулайсваара размер тела может достигать 700 метров в длину и 100 метров в ширину, тогда как для интрузии Койлисмаа средний размер тел микрогабброноритов не превышает 100 метров. Крупные тела микрогабброноритов в обоих расслоенных комплексах имеют сложное внутреннее строение, характеризующееся развитием офитовых микрогабброноритов в центральных частях и пойкилоофитовых пород с крупными ойкокристаллами ортопироксена в краевых зонах тел микрогабброноритов (рис. 1).

Малосульфидная платинометальная минерализация приурочена к горизонтам такситовых анортозитов, расположенных на контакте тел микрогабброноритов и вмещающих пород расслоенной серии. Минералы платиновых металлов ассоциируют с рассеянной сульфидной минерализацией, представленной преимущественно пирротином, пентландитом и халькопиритом. В расслоенном интрузиве Луккулайсваара концентрации суммы платины и палладия достигают 20 г/т при отношении $Pd/Pt=3$. Платинометальная минерализация интрузивного комплекса Койлисмаа не достигает промышленных концентраций, сумма платины и палладия едва достигает первых граммов на тонну.

К настоящему времени сформулировано две основные гипотезы происхождения тел микрогабброноритов:

1. Традиционно образование тел микрогабброноритов связывается с внедрением дополнительной порции расплава в кристаллизующуюся магматическую камеру. Считается, что дополнительная порция могла быть также обогащена металлами платиновой группы, что привело к образованию платинометальных месторождений в связи с телами микрогабброноритов.

2. Альтернативная гипотеза предполагает внутрикамерное образование тел микрогабброноритов, где в качестве источника вещества для микрозернистых пород выступает основной магматический расплав интрузии.

Вопрос об источниках вещества горных пород традиционно решается с помощью различных геохимических методов. В настоящей работе были использованы результаты анализов на редкоземельные элементы и Sm-Nd изотопные данные. Изотопные анализы выполнялись в ИГГД РАН (СПб). В работе использовались образцы, практически не содержащие или содержащие минимальное количество вторичных изменений. Результаты анализов сильноизмененных пород отбрасывались.

Распределение редкоземельных элементов свидетельствует о геохимическом сходстве микрозернистых пород и вмещающих пород расслоенной интрузии (рис. 2). Спектры распределения редких земель в обоих типах пород практически аналогичны.

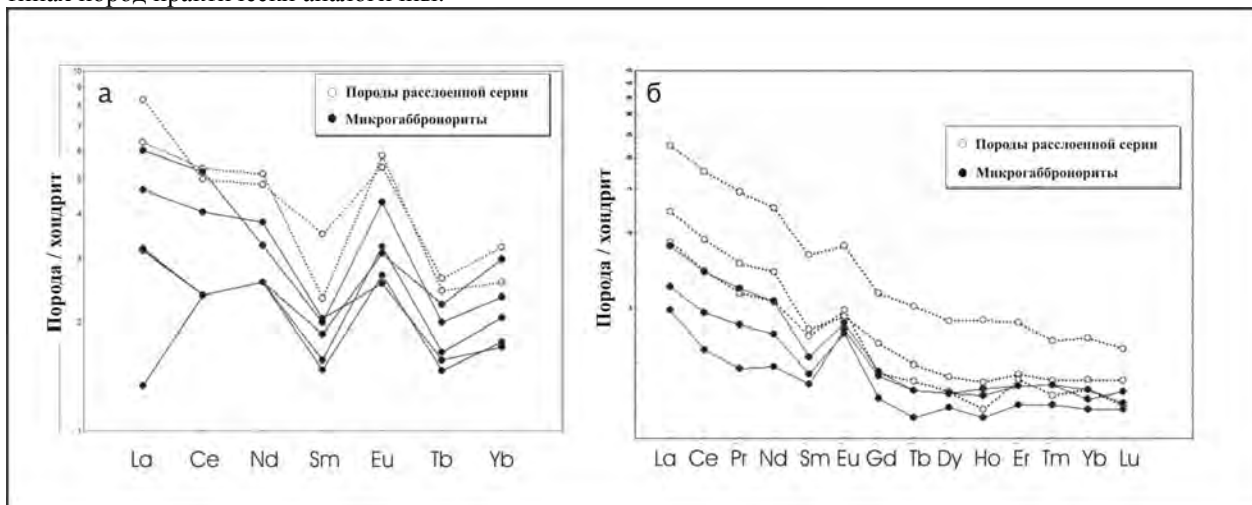


Рис.2. Распределение редкоземельных элементов в породах тел микрогабброноритов и вмещающих пород расслоенной серии: а – тело микрогабброноритов «Череп» (расслоенный интрузив Луккулайсваара), б – тело микрогабброноритов блока Сиоте (расслоенный комплекс Койлисмаа). Пояснения в тексте.

Таблица 1. Данные Sm-Nd анализов по породам тел микрогабброноритов и вмещающих их пород для тел расслоенных комплексов Луккулайсваара (образцы собраны и проанализированы О.В. Казановым и Т.А. Епифановой) и Койлисмаа (образцы собраны и проанализированы Т. Каринен)

Образец	Тип породы	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Err, 2s	ϵ_{Nd} (2.44)
Луккулайсваара							
3034	Микрогаббронорит	0.631	2.438	0.1464	0.511721	13	-2.1
2079	Микрогаббронорит	0.396	1.394	0.1786	0.512266	19	-1.6
2021	Микрогаббронорит	0.206	0.656	0.1973	0.512562	13	-1.7
2098	Микрогаббронорит	0.329	1.090	0.1894	0.512389	16	-2.6
3033	Вмещающие	0.557	3.160	0.1107	0.511257	13	0.1
2076	Вмещающие	0.629	2.726	0.1450	0.511713	11	-1.8
2050	Вмещающие	0.713	3.459	0.1451	0.511745	18	-1.2
2102	Вмещающие	0.617	3.002	0.1291	0.511431	12	-2.3
Расслоенный комплекс Койлисмаа							
79-ТТК-99, wr	Микрогаббронорит	0.389	1.14	0.2062	0.512517	15	-5.4
87-ТТК-99, wr	Микрогаббронорит	0.868	4.86	0.1080	0.511077	14	-2.6
138-ТТК-99, wr	Микрогаббронорит	0.559	2.11	0.1604	0.512013	12	-0.8
159-ТТК-99, wr1	Микрогаббронорит	0.856	3.32	0.1559	0.511878	12	-2.0
159-ТТК-99, wr2	Микрогаббронорит	0.652	2.54	0.1551	0.511907	11	-1.2
262.2-ТТК-00	Микрогаббронорит	0.344	1.25	0.1660	0.512090	34	-1.1
70-НАР-99, wr1	Микрогаббронорит	0.540	2.19	0.1498	0.511776	11	-2.1
70-НАР-99, wr2	Микрогаббронорит	0.810	3.46	0.1417	0.511589	17	-3.2
B7 35.60-36.60	Вмещающие	1.58	7.25	0.13174	0.511545	6	-0.9
B7 38.60-39.60	Вмещающие	1.44	6.32	0.13797	0.511629	4	-1.3
B7 53.60-56.32	Вмещающие	1.49	6.72	0.13369	0.511666	4	0.8
B7 67.55-70.73	Вмещающие	1.66	7.57	0.13243	0.511595	11	-0.2
B7 8.26-8.55	Вмещающие	1.77	8.46	0.12646	0.511142	12	-1.7
B7 28.10-28.60	Вмещающие	1.40	6.27	0.13482	0.511579	8	-1.2
B7 30.10-30.60	Вмещающие	1.84	9.17	0.12145	0.5114042	7	-0.5
B7 27.10-27.60	Вмещающие	1.64	6.98	0.14222	0.511776	10	0.3

Результаты изотопных исследований также не противоречат идее о сродстве микрогабброноритов породам расслоенной серии. Данные представлены в таблице 1. Величины ϵ_{Nd} тел микрогабброноритов и пород расслоенной серии массива Луккулайсваара варьируют от -1.2 до -2.6, за исключением образца 3033, величина ϵ_{Nd} для которого равна +0.1. Для пород расслоенного комплекса Койлисмаа характерен больший разброс в значениях ϵ_{Nd} - здесь они меняются от +0.8 до -5.4, однако большая часть пород имеют отрицательные значения ϵ_{Nd} .

Таким образом, результаты проведенного исследования противоречат идее о «чужеродности» тел микрогабброноритов и их образовании в результате внедрения самостоятельной порции магмы в магматическую камеру. И распределение редкоземельных элементов, и Sm-Nd изотопные данные свидетельствуют о геохимическом сродстве пород тел микрогабброноритов и вмещающих их пород расслоенных серий интрузий. Если пополнение магматической камеры свежими порциями расплава имело место, то магма в него поставлялась из геохимически однородного магматического очага.

УСЛОВИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ВЫВЕТРИВАНИЯ В ДОКЕМБРИИ. ГИПЕРГЕННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ РАННЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ ГРАНИТОВ ЛЕХТИНСКОЙ СТРУКТУРЫ (С. КАРЕЛИЯ)

Климова Е.В.¹, Алфимова Н.А.²

¹ СПбГУ

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, ana@na10581.spb.edu

Докембрийские коры выветривания играли огромную роль в формировании осадочной оболочки Земли, являясь начальными продуктами экзогенной дифференциации первичного мантийного вещества и поставщиками в бассейны седиментации высокозрелого терригенного материала, благодаря чему они являются источником уникальной информации о составе и закономерностях эволюционных изменений литосферы, атмосферы и гидросферы.

В работе были изучены образцы коры выветривания (расположенной на южном берегу оз. Ватулма) сумийского возраста по гранит-порфирам Лехтинской структуры из Ватулминской зоны Лехтинского синклинория.

Кора выветривания развита по гранит-порфирам, которые являются комагматами сумийских риодацитов с возрастом 2.44 млрд. лет (Левченков и др. 1994). Гранит-порфиры представляют собой средне- крупнозернистую, кристаллическую породу серовато-розового цвета. Для них характерны реликты порфировой структуры, где порфировые вкрапленники представлены главным образом кварцем. Главные породообразующие минералы гранит-порфиров: кварц представлен крупными (5 – 7мм) округлыми зернами и составляет 30 – 35% объема породы. Микроклин встречается в виде кристаллов размером до 4 – 5 мм и составляет 5 – 10%. Плаггиоклаз (An 20%) составляет до 35% объема породы. По кристаллам плаггиоклаза часто развивается замещающая его, мелкочешуйчатый мусковит и мелкозернистый карбонат. Состав плаггиоклаза при этом изменяется до (An 5%). Биотит часто замещается хлоритом светло-зеленоватого цвета.

Гранит-порфиры в разрезе сменяются метапесчаниками сумийского возраста через кору выветривания, мощность которой составляет около 6 м. Переход от гранит-порфиров к коре выветривания постепенный. Начальная степень изменения пород проявляется в образовании разноориентированных трещин, разбивающих породу на блоки. Трещины заполнены обломочным материалом песчаной размерности, состав которого аналогичен материнской породе. Постепенно вверх по разрезу количество трещин, заполненных песчаным материалом, увеличивается. Видимая мощность зоны начального разрушения субстрата около 2.5 м. Выше по разрезу порода теряет целостность и постепенно переходит в элювиальную брекчию. Элювиальная брекчия сложена угловатыми, неокатанными обломками гранит-порфиров, которые сцементированы обломочным материалом песчанистой размерности, состоящим из кальцита, более мелких обломков гранит-порфиров и их минералов. Процентное соотношение обломков и цемента в средней части горизонта 40% ÷ 60%. Размер обломков варьирует от 20 см до 1 – 2 сантиметров. Видимая мощность зоны элювиальной брекчии около 3.5 м.

Для обломков гранит-порфиров в элювиальной брекчии характерно повсеместное развитие серицита по плаггиоклазу. В обломках широко проявлен процесс деанортизации плаггиоклаза, когда по нему развивается мелкозернистый агрегат кальцита. Калиевый полевой шпат замещается мелкочешуйчатым агрегатом серицита в значительно меньшей степени, чем плаггиоклаз. Хлорит, как вторичный минерал, развивается по биотиту.

Цемент элювиальной брекчии представлен песчаным материалом зеленоватого цвета. Это мелкозернистая порода, состоящая из кварца, слюд и полевого шпата. Кварц представлен слабоокатанными угловатыми зернами и их мелкими обломками с волнистым погасанием и составляет 50 – 70% от объема породы. Микроклин, встречается в виде угловатых зерен небольшого размера 1 – 2 мм и составляет 5 – 10%. Слюды составляют до 25% от объема породы и представлены мусковитом, серицитом и биотитом, который частично замещается хлоритом. В цементе элювиальной брекчии встречаются реликты глинистой зоны коры выветривания, ныне представленной серицит-биотит-хлоритовым агрегатом, по которому не развивается кальцит, в отличие от основной массы цемента. Содержание кальцита достигает 20% – 30% от объема породы. Кальцит присутствует в виде двух генераций: крупные зерна размером до 2 – 3 мм составляющие 10-15% объема всей породы и мелкозернистый агрегат кальцита, развивающийся по плаггиоклазу, количество которого колеблется от 5% до 10%.

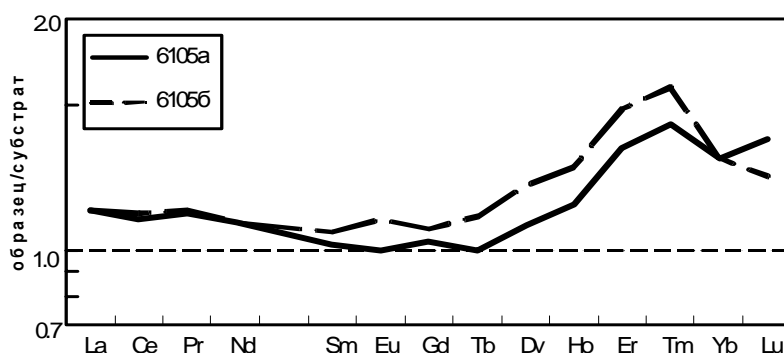


Рис.1. Распределение редкоземельных элементов (нормированное на субстрат).

Был изучен минералогический состав искусственных шлихов. В составе цемента элювиальной брекчии были определены следующие минералы: циркон, монацит, апатит, эпидот, роговая обманка, титанит, гематит, рутил. Полуколичественный минералогический анализ свидетельствует о том, что при выветривании гранит-порфиров в коре выветривания появляется титанит, а также увеличивается количество апатита, монацита и циркона (в 6 раз).

Химические преобразования при выветривании. По профилю выветривания было изучено распределение породообразующих и редких элементов (табл.1). Для оценки изменения содержания элементов в коре выветривания относительно их содержания в субстрате были рассчитаны коэффициенты изменений концентрации К(эл). Расчет производится по следующей формуле: $K(эл) (\%) = [(Kэл.кв - Kэл.суб)/Kэл.суб] * 100$, где Кэл.кв – концентрация элемента в выветренном образце, Кэл.суб – концентрация элемента в субстрате (Алфимова, Матреничев, 2006).

Таблица 1. Распределение породообразующих и редкоземельных элементов по профилю выветривания

№ пробы	гранит-порфир		начальная степень выветривания		кальцитовая зона		
	5905	6005	6205	6105г	6505а	6105б	6105а
SiO ₂ %	68.3	69.1	71.7	72.5	66.7	63.5	64.3
Al ₂ O ₃	15.6	15	14.7	14.2	14.6	13.8	13.3
TiO ₂	0.46	0.46	0.30	0.33	0.37	0.42	0.43
Fe ₂ O ₃	2.1	1.98	1.35	1.25	1.6	2.37	2.56
MnO	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04	0.06	0.06
MgO	0.74	0.83	0.35	0.27	0.62	1.09	1.29
CaO	1.92	2.1	1.06	0.992	4.04	5.52	5.32
Na ₂ O	4.14	4.5	4.27	4.02	3.62	2.67	1.88
K ₂ O	3.6	3.25	4.38	4.57	4.14	4.47	4.6
P ₂ O ₅	0.13	0.148	0.07	0.06	0.10	0.15	0.14
ppm	2.9	2.58	1.72	1.76	4.14	5.85	6.05
V	<.005	<.005	<.005	<.005	<.005	<.005	<.005
Cr	<.002	0.002	<.002	<.002	0.003	0.003	0.005
Ba	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06	0.07	0.07
La ppm	-	12	-	-	-	14.4	14.5
Ce	-	25.7	-	-	-	30.5	29.8
Pr	-	3.03	-	-	-	3.62	3.58
Nd	-	11.4	-	-	-	13	12.9
Sm	-	2.93	-	-	-	3.18	3
Eu	-	0.9	-	-	-	1.03	0.9
Gd	-	1.77	-	-	-	1.95	1.84
Tb	-	0.23	-	-	-	0.27	0.23
Dy	-	0.94	-	-	-	1.28	1.05
Ho	-	0.17	-	-	-	0.25	0.21
Er	-	0.4	-	-	-	0.78	0.65
Tm	-	0.06	-	-	-	0.13	0.11
Yb	-	0.52	-	-	-	0.8	0.8
Lu	-	0.07	-	-	-	0.1	0.12
Au	-	< 0.01	-	-	-	< 0.01	-

По результатам геохимических исследований в коре выветривания можно выделить две зоны (табл.2). Первая зона, в которой наблюдается незначительное накопление K_2O , а содержание большей части остальных элементов уменьшается. При петрографическом изучении пород было установлено, что эти образцы представляют собой обломки гранит-порфиров в элювиальной брекчии. Состав этих образцов характеризует гипергенные преобразования субстрата в зоне начального химического выветривания пород. Здесь происходит разложение и замещение первичных минералов гранит-порфиров (плаггиоклаз и слюды) новообразованными глинистыми минералами группы иллита и смектита, которые при метаморфизме были перекристаллизованы в мусковит (серицит) и биотит. Незначительное увеличение K_2O связано с устойчивостью калиевого полевого шпата на начальной стадии гипергенных преобразований и увеличением его количества относительно плаггиоклаза. Вторая зона характеризуется значительным изменением в распределении элементов и соотносится с зоной интенсивного химического выветривания. Эти образцы представляют собой цемент элювиальной брекчии.

Породообразующие элементы в зоне интенсивного химического выветривания можно разделить на три группы по степени подвижности в профиле выветривания: (1) элементы, которые выносятся при гипергенезе – Al_2O_3 , Na_2O ; (2) элементы относительно инертные – P_2O_5 , MgO , Fe_2O_3 , TiO_2 ; (3) элементы, накапливающиеся в остаточной коре выветривания – CaO , MnO .

Таблица 2. Распределение породообразующих элементов по профилю выветривания нормированное на субстрат

№ пробы	зона начальных изменений		зона интенсивного химического выветривания		
	6205	6105г	6105б	6105а	6405а
SiO_2	1.847	2.983	-9.801	-8.665	13.494
TiO_2	-22.131	-14.268	7.800	10.590	-56.880
Al_2O_3	-1.176	-4.538	-7.227	-10.588	-79.832
FeO^*	-19.162	-25.150	41.916	53.293	-43.832
MnO	-19.071	-24.492	135.431	143.175	188.093
MgO	-35.530	-49.616	96.840	132.957	-78.149
CaO	-30.171	-34.651	263.636	250.461	394.730
Na_2O	0.886	-5.021	-36.917	-55.582	-92.841
K_2O	10.886	15.696	13.165	16.456	-64.810
P_2O_5	-31.339	-40.266	46.249	39.601	-50.807

Уменьшение содержания Al_2O_3 , Na_2O свидетельствует о том, что при формировании профиля выветривания происходило преимущественное разложение плаггиоклаза. Элементы, отнесенные ко второй группе (MgO , P_2O_5 , Fe_2O_3) накапливаются, в связи с тем, что в профиле выветривания возрастает содержание монацита и минералов группы смектита. Содержания CaO , CO_2 , MnO и ппп (потери при прокаливании) по профилю выветривания меняются согласованно и закономерно – в верхней части профиля происходит накопление этих элементов, что указывает на накопление в остаточной коре выветривания кальцита, который является главным новообразованным минералом коры выветривания.

При формировании профиля происходит накопление редкоземельных элементов особенно заметное для легких и тяжелых лантаноидов, тогда как средние редкоземельные элементы накапливаются в значительно меньшей степени (рис. 1). Повышенная концентрация легких редкоземельных элементов связана с накоплением монацита, а тяжелых вызвана накоплением циркона в коре выветривания. В исследованных пробах определялось содержание Au. Содержание золота в коре выветривания не превышает 0.01г/т.

Таким образом, изучение минерального и химического состава элювиальной брекчии показало, что исследованная кора выветривания относится к глинистому типу. Однако в строении коры выветривания выделяется зона, обогащенная карбонатным материалом, который представляет собой вещество выщелоченное из гранит-порфиров субстрата и переотложенное в пределах остаточной коры выветривания при взаимодействии с углекислотой атмосферы. Присутствие карбонатной зоны указывает на специфические условия формирования профиля выветривания – pH среды при гипергенезе было близко к границе устойчивости кальцита, что по данным М. В. Борисова (Борисов, 2000) составляет около 6 pH. Ранее участки обогащенные кальцитом выделялись в корях выветривания формирующихся в аридных условиях (Хейсканен, 1990)], в то же время палеоклиматические реконструкции для раннего протерозоя свидетельствуют о господстве холодного климата (Ахмедов, 1996). Для нивального климата карбонатная зона в корях выветривания выделена впервые.

На основании детальных геологических, петрографических и геохимических исследований гипергенного профиля по гранит-порфирам Лехтинской структуры было показано, что карбонатная зона в корях выветривания является специфической и первичной чертой раннедокембрийских гипергенных образований Карелии не только для условий жаркого аридного климата, но может присутствовать в корях выветривания формирующихся в нивальном климате.

Работа выполнена при поддержке Фонда содействия отечественной науке.

ЛИТЕРАТУРА

- Алфимова Н.А., Матреничев В.А. Континентальное выветривание в раннем докембрии: особенности минеральных преобразований и состав гипергенных растворов. Литология и полезные ископаемые, М., 2006, в печати (№4)
- Ахмедов А.М., Травин Л.В., Тихомирова М. Эпохи оледенения и эвапоритизации в раннем протерозое и межрегиональная корреляция. // Региональная геология и металлогения. С-Пб, 1996, №5, с. 84-97.
- Борисов М.В. Геохимические и термодинамические модели жильного гидротермального рудообразования. М, 2000, с.356
- Левченков О.А., Николаев А.А., Богомолов Е.С., Яковлева С.З. Уран-свинцовый возраст кислых магматитов сумия Северной Карелии. Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1994, Т. 2. № 1. с. 3-9.
- Хейсканен К. И. Палеогеография Балтийского щита в карельское время, 1990, с. 123.

ЭВОЛЮЦИЯ ПРОЦЕССОВ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ И МЕТАСОМАТОЗА ПРИ МИГМАТИЗАЦИИ АМФИБОЛИТОВ НИГРОЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ, СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ

Корпечков Д.И.

ИГЕМ РАН, Москва, korpechkov@yandex.ru

В настоящий момент очевидно, что мигматиты в целом являются полигенными образованиями и могут формироваться в результате процессов метаморфической дифференциации, метасоматоза, частичного плавления, инъекции расплава, а также в результате совмещения этих процессов. Поэтому задачей, встающей при изучении мигматитовых комплексов, является детальное изучение роли каждого из вышеперечисленных процессов и нахождение критериев отличия мигматитов различного генезиса. Такая задача решалась нами на примере апоамфиболитовых мигматитов Нигрозерской структуры.

Нигрозерская структура расположена на границе Карелии и Мурманской области и входит в состав Центрально-Беломорской мафической зоны (зеленокаменного пояса) (Слабунов и др., 2005). Структура имеет синформное строение (размеры в поперечнике – приблизительно 7х4 км (Щербакова, 1988), сложена в той или иной степени мигматизированными амфиболитами, которые содержат небольшие (до первых сотен метров мощности) линзовидные тела метаультрабазитов и окаймлены гнейсами ТТГ-ассоциации. Возраст структуры оценивается как архейский.

Неизменные амфиболиты представлены достаточно однородными породами, состоящими из амфибола, плагиоклаза, граната, пироксена и кварца, характеризуются равномернозернистыми гранобластовыми структурами, массивными или гнейсовидными текстурами. В большинстве случаев амфиболиты в той или иной степени изменены. Среди продуктов изменения можно выделить перекристаллизованные амфиболиты, меланократовые породы, лейкократовые породы и гранат-кварцевые метасоматиты.

Перекристаллизованные амфиболиты характеризуются наличием неоднородных порфиробластовых или аллотриоморфнозернистых структур, пятнистых, полосчатых, линзовидно-полосчатых, плейчатых текстур. Фазовый состав тот же, что и в неизменных амфиболитах, однако наблюдается тенденция к образованию меланократовых и лейкократовых минеральных агрегатов, соответственно, выделяются лейкократизированные и меланократизированные, порфиробластовые, разности.

Меланократовые породы сложены преимущественно амфиболом и гранатом, содержат небольшое количество кварца, а плагиоклаз в них либо вовсе отсутствует, либо имеет очевидно реликтовый характер. По структурной приуроченности можно выделить два типа меланократовых пород: породы первого типа сопровождаются лейкократовыми породами, второго – слагают самостоятельные небольшие (сантиметры-десятки сантиметров мощности, реже – до метра) линзо- и жиллообразные тела.

Лейкократовые породы сложены плагиоклазом и кварцем, часто содержат белый микроклин, а из темноцветных минералов – амфибол, биотит, гранат, иногда встречается мусковит. Также можно выделить два структурных типа лейкократовых пород – комплементарный меланократовым породам, и имеющий самостоятельное развитие в виде жило- и дайкообразных тел мощностью до нескольких метров. Лейкократовые породы первого типа обычно не содержат микроклина, а из темноцветных минералов в них присутствует гранат и амфибол. Среди лейкократовых пород второго типа наблюдается последовательная пространственно-временная смена парагенезисов: плагиоклаз(пл) + кварц(кв) + амфибол(амф) + гранат => пл + кв + биотит(би) + гр ± амф => пл + кв + гр ± би => пл + кв + микроклин(мк) ± гр ± би => пл + кв + мк + мусковит.

Гранат-кварцевые метасоматиты сложены гранатом и кварцем приблизительно в равных количествах и могут образовываться как по амфиболитам и меланократовым породам (в этом случае они иногда содержат небольшое количество реликтового амфибола), так и по лейкократовым породам.

Все указанные разновидности апоамфиболитовых пород приурочены к достаточно мощным (несколько десятков метров) и протяженным зонам сдвиговых деформаций, причем в строении этих зон наблюдается определенная закономерность: в центральных частях зон развиты преимущественно лейкократовые породы второго структурного типа, а периферию слагают перекристаллизованные амфиболиты, меланократовые по-

роды, гранат-кварцевые метасоматиты. Структурные наблюдения показывают, что вещественные преобразования в таких сдвиговых зонах шли одновременно с тектоническими деформациями.

В шлифах видно, что структуры неизменных амфиболитов – гранобластовые, типично метаморфические. Структуры перекристаллизованных амфиболитов более разнообразны, здесь можно встретить как собственно метаморфические структуры, так и катакlastические (динамометаморфические), а также структуры, для которых можно предполагать их возникновение в результате частичного плавления вещества. Структуры лейкократовых пород первого типа аллотриоморфнозернистые, типично магматические, в то время как для лейкократовых пород второго типа характерны гранобластовые структуры, по-видимому, метасоматического происхождения.

По своим петрохимическим характеристикам амфиболиты Нигрозерской структуры близки к толеитовым базальтам срединно-океанических хребтов, хотя по ряду признаков приближаются к островодужным толеитам. По сравнению с исходными и слабоизмененными амфиболитами меланократовые породы обогащены Fe, Mg, Ca, Mn, Ti, а из редких элементов – V, Co, Zn, Zr, Y, обеднены Al, Na, K, Rb, Sr, Ba. Лейкократовые породы, наоборот, обогащены кремнием, щелочами, Ba, в меньшей степени – Sr, обеднены сидерофильными и халькофильными элементами (см. рис. 1). Содержание кремнезема в амфиболитах и меланократовых породах близкое, иногда меланократовые породы оказываются несколько обеднены кремнеземом по отношению к амфиболитам, в то время как лейкократовые породы резко им обогащены.

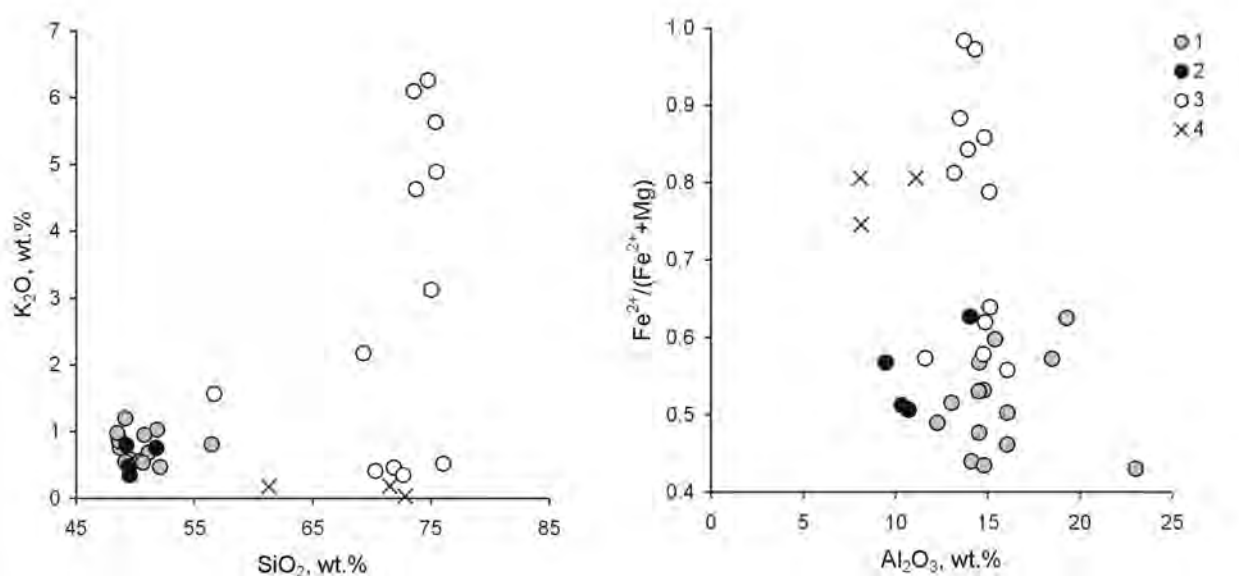


Рис. 1. Составы пород Нигрозерской структуры. 1-неизменные и перекристаллизованные амфиболиты, 2-меланократовые породы, 3-лейкократовые породы, 4-гранат-кварцевые метасоматиты.

Балансовые расчеты показывают, что меланократовые и лейкократовые породы не могли возникнуть путем простой дифференциации (метаморфической или путем частичного плавления) исходных амфиболитов в закрытой системе: в систему должен был быть привнесен кремнезем (приблизительно 25 частей на 100 частей амфиболита), в меньшей степени калий, натрий, а также рубидий и барий, при этом из системы, по-видимому, выносились магний, хром, никель и медь. Составы лейкократовых пород на диаграмме анортит-альбит-кварц близки к составу котектических расплавов-минимумов, что в целом подтверждает их возможный магматический генезис. На диаграмме альбит-кварц-калишпат составы лейкократовых пород первого типа лежат вблизи стороны альбит-кварц, т.е. резко обеднены калием по отношению к гранитной эвтектике. В то же время составы лейкократовых пород второй группы резко сдвинуты к ортоклазовой вершине треугольника и обогащены калием по отношению к эвтектике. Очевидно, что такие высококалиевые породы не могут возникнуть путем кристаллизационной дифференциации низкокалиевых гранитоидов, что с очевидностью указывает на значительную роль метасоматических процессов в их формировании. Для гранат-кварцевых пород характерно накопление кремнезема, железа, а также высокозарядных катионов – Zr, Y, Nb.

Одноименные минералы в разных породах несколько различаются по составу. Амфибол порфиробластовых меланократизированных перекристаллизованных амфиболитов по сравнению с амфиболом неизменных амфиболитов оказывается существенно более магниальным, обогащен кремнием, обеднен алюминием и щелочами. Наоборот, амфибол из лейкократовых пород более железистый, чем в первичных амфиболитах. Плагноклаз неизменных амфиболитов имеет состав An 26-30, в меланократовых перекристаллизованных амфиболитах он более основной (An 29-43, чаще An 35-40), в лейкократовых породах, наоборот, более кис-

лый (An 23-31, чаще An 25-27). Гранат меланократовых перекристаллизованных амфиболитов по отношению к гранату неизменных амфиболитов обогащен магнием и кальцием, гранат лейкократовых пород, наоборот, железом. Любопытно, что в гранатах неизменных и перекристаллизованных амфиболитов и лейкократовых пород наблюдается изменение содержания альмандинового минала при примерно равных соотношениях пиропового и гроссулярового (изоморфизм $\text{Fe} \rightleftharpoons \text{Mg} + \text{Ca}$), в то время как гранаты гранат-кварцевых пород характеризуются изменением соотношений Mg- и Ca-миналов при почти равном содержании альмандинового минала (изоморфизм $\text{Ca} \rightleftharpoons \text{Mg}$ при $\text{Fe} = \text{const}$) (см. рис. 2), то есть содержание железа в гранате метасоматитов контролируется составом флюида. Железистость и глиноземистость биотитов в лейкократовых породах сначала повышается, а потом, с появлением в породе микроклина, падает.

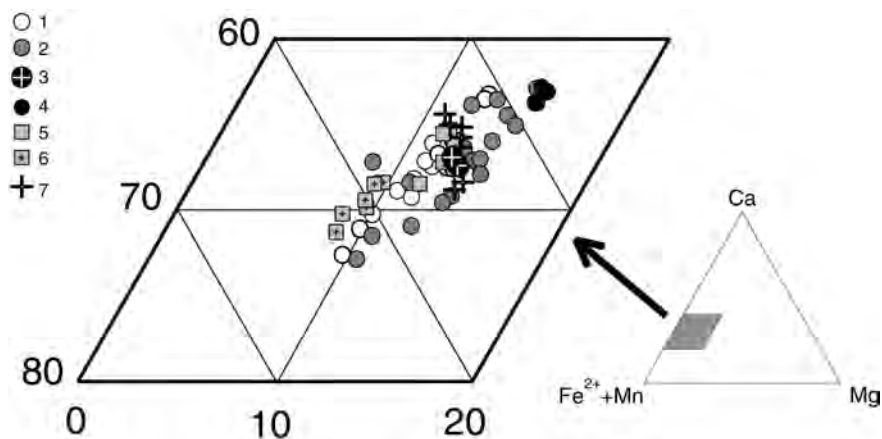


Рис. 2. Состав граната из пород Нигрозерской структуры.

1-из неизменных амфиболитов и перекристаллизованных пород с катакластическими структурами, 2-из перекристаллизованных порфиробластовых амфиболитов со структурами плавления, 3-из меланократовых пород первого структурного типа, 4-из меланократовых пород второго структурного типа, 5-из лейкократовых пород первого структурного типа, 6-из лейкократовых пород второго структурного типа, 7-из гранат-кварцевых метасоматитов.

Зональность минералов в неизменных амфиболитах в целом ретроградная, температуры, оцененные по гранат-амфиболовому геотермометру (программа GEOPATH – Gerya, Perchuk, 1992), колеблются в пределах 610-615° (центры зерен) до 590° (для краев), редко встречаются более низкотемпературные (до 550-560°C) парагенезисы. Железистость граната в краевых частях зерен всегда, а железистость амфибола часто, повышается. Зональность минералов в меланократизированных перекристаллизованных амфиболитах существенно более сложная, но в большинстве случаев проградная. Оценки температур варьируют в широких пределах – от 550-570° для центральных частей зерен до 590-620° для краевых. Иногда на самом краю зерен минералов наблюдается снижение температуры до 500°C. Зональность минералов в меланократовых породах также обычно проградная, а температуры очень сильно колеблются – от 570° до 680°C. Температуры лейкократовых пород первого типа оцениваются по гранат-амфиболовому термометру в 620-630°C, в краевых частях зерен опускаются до 600°. Гранат-биотитовый термометр для лейкократовых пород второго типа дает температуры от 600 до 730°C, причем зональность обычно ретроградная. Температуры, полученные по двуполевошпатовому термометру для микроклинсодержащих лейкократовых пород обычно существенно ниже и колеблются от 430 до 610°C, зональность полевых шпатов чаще проградная.

Как известно по литературным данным (Ходоревская, 2006 и др.), при плавлении амфиболитов реститовые темноцветные минералы обогащаются магнием, а плагиоклаз – кальцием, наоборот, плагиоклаз, переходящий в расплав – более кислый, чем плагиоклаз исходных амфиболитов, а темноцветные минералы обогащены железом. Это позволяет интерпретировать меланократизированные порфиробластовые перекристаллизованные амфиболиты как реститы при плавлении исходных амфиболитов, а лейкократовые породы рассматривать как продукт кристаллизации выплавленных магм. Температуры начала плавления должны быть оценены приблизительно в 620°C, так как неизменные амфиболиты метаморфизованы при температуре 590-610° и не затронуты частичным плавлением, а температуры около 630° дают гранаты и амфиболы из расплавов лейкократовых пород первого типа.

Общий ход петрогенетического процесса представляется следующим образом. Сначала породы метаморфизуются в спокойной тектонической обстановке при ретроградном снижении температуры от 610 до 590°C,

затем они испытывают сдвиговые деформации, в результате чего закладываются сдвиговые зоны, по которым происходит фильтрация флюида, привносящего в систему кремнезем, частично щелочи, а также дополнительное тепло. В результате происходит частичное плавление амфиболитов. Получившееся расплавы частично кристаллизуются *in situ* (лейкократовые породы первого структурного типа), а частично перемещаются на небольшие расстояния (лейкократовые породы второго типа). При этом как расплавы, так и реститы продолжают испытывать воздействие фильтрующегося флюида, в результате чего расплавы обогащаются калием (в результате преимущественной экстракции калия в расплав по отношению к флюиду (Глебовицкий, Бушмин, 1983) - биотитизация амфибола и позднее развитие микроклина, частично гиперсолидусная, а частично уже субсолидусная, при отделении калийсодержащих растворов от затвердевающего гранитного расплава), а реститы испытывают кислотное выщелачивание с возникновением меланократовых пород и гранат-кварцевых метасоматитов. Последние могут развиваться и по уже затвердевшим лейкократовым породам при более низких температурах.

Таким образом, мигматизация амфиболитов Нигрозерской структуры происходила в условиях открытой системы в результате совместного действия процессов метасоматоза и частичного плавления в зонах сдвиговых деформаций.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект 04-05-65131.

ЛИТЕРАТУРА

- Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Послемигматитовый метасоматоз. Л.: Наука, 1983, 216 с.
- Слабунов А.И., Володичев О.И., Балаганский В.В. и др. Беломорский подвижный пояс: общие черты геологического строения и эволюции // Беломорский подвижный пояс и его аналоги: геология, геохронология, геодинамика, минерагения: Материалы конференции. Путеводитель геологической экскурсии. Петрозаводск: 2005, с.6-12.
- Ходоревская Л.И. Экспериментальное исследование гранитообразования по породам основного состава. Автореф. дисс. д. г.-м. н.. Москва: 2006, 41 с.
- Щербакова Т.Ф. Амфиболиты беломорского комплекса и их гранитизация. М.: Наука., 1988, 149 с.
- Gerya T.V., Perchuk L.L. GEOPATH - a thermodynamic database for geothermobarometry and related calculations with the IBM PC AT/XT computer // XXIX Inter. geol. cong.: Abstracts. Kyoto, 1992. V. 2. P. 1026.

ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ГРЕЙЗЕНОВ И ГРЕЙЗЕНИЗИРОВАННЫХ ГРАНИТО-ГНЕЙСОВ ВИНБЕРГСКОГО КУПОЛА (ПИТКЯРАНТСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, КАРЕЛИЯ)

Куринная У.Н., Петров С.В.
СПбГУ, Санкт-Петербург, kun3@mail.ru

Исследуемый участок располагается на территории Северного Приладожья на границе ладожской геосинклинальной зоны с гранитами-рапакиви Салминского массива. В геологическом строении Винбергского куполообразного выхода на поверхность архейского фундамента участвуют породы ладожской и сортавальской серий, гранито-гнейсы, граниты-рапакиви Салминского массива. Гранито-гнейсы составляют центральную часть исследуемого участка, по периферии которого залегают породы питкярантской свиты. В северной и северо-восточной части участка граниты-рапакиви третьей фазы прорывают вышеуказанные породы. На северо-западе выявлено тело пегматитов, появление которого, по-видимому, контролируется внедрением в позднем протерозое гранитов-рапакиви. В этой зоне прослежено разрывное нарушение юго-восточного простирания, падающее на северо-запад с углами падения 65-70°, к нему приурочены тела грейзенов и грейзенезированных пород.

Жилоподобное тело грейзенов и грейзенезированных гранито-гнейсов мощностью 1-2 метра сечет центральную часть купола с юго-запада на северо-восток и имеет северо-западное падение под углом 65-70°. В восточной части участка контакт грейзенов с гранитами-рапакиви не обнаружен, а на юго-западе наблюдается его контакт с амфиболитами и скарнированными карбонатными породами питкярантской свиты.

В процессе петрографического изучения горных пород выделены три основные группы, включающие: собственно грейзены, сильно грейзенезированные гранито-гнейсы и слабо грейзенезированные гранито-гнейсы. Разновидности сходны по минеральному составу и отличаются по количественному соотношению породообразующих минералов.

Группа слабо грейзенезированных гранито-гнейсов. Главные породообразующие минералы в группе: плагиоклаз, кварц, слюда, флюорит. Содержание кислого плагиоклаза достигает (65%), кварца – (<15%), слюды – (<13-15%), флюорита – (8-10%). Второстепенные и рудные минералы представлены пелитизирующей массой, которая развивается по плагиоклазу, рудными минералами (ильменит, магнетит, галенит – до 3%), реликтами биотита.

Группа сильно грейзенезированных гранито-гнейсов. Минеральный состав группы слабо отличается от предыдущей группы, однако содержание кислого плагиоклаза в этой группе падает (до 50%), содержание

флюорита колеблется в пределах (15-20%), содержание слюды возрастает (15-20%), кварца-(10-15%). Второстепенные и акцессорные минералы группы аналогичны минералам группы собственно грейзенов.

Группа собственно грейзенов. Как и в предыдущих двух случаях, главным признаком обособления в отдельную группу является количественное соотношение минералов. Главными породообразующими минералами являются слюда (до 40%), кислый плагиоклаз, представленный альбитом (25-30%), флюорит (15-20%), кварц (10-15%). Кроме этого в качестве второстепенных и акцессорных минералов встречаются кальцит (до 5%), циркон и различные рудные минералы. В составе грейзена встречаются единичные зерна шеелита, пирита, халькопирита, галенита и ильменита.

Структурно-текстурные особенности для трех групп пород практически идентичны. Для них характерна метасоматическая, местами переходящая в липидобластическую структура.

Таблица 1. Содержание петрогенных элементов в грейзенах и грейзенизированных гранито-гнейсах

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	ппп
13-2	52,7	0,251	21,5	1,72	0,0332	9,31	1,25	4,1	5,92	0,242	2,8
13-1	45,8	0,214	21,6	2,6	0,0457	14,6	2,18	5,96	3,21	0,124	3,27

Примечание: 13-2 – сильно грейзенизированный гранито-гнейс, 13-1 – собственно грейзен.

Анализ выполнен в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург)

Результаты рентгено-спектрального силикатного анализа проб сильно грейзенизированных гранито-гнейсов и собственно грейзенов (табл. 1) характеризуют миграцию петрогенных компонентов в ходе метасоматического процесса. Выносятся из системы Si, Na, привносятся Al, Ca, K, Fe, Mg, в небольшом количестве Mn, Ti, P.

Масс-спектрометрический анализ проб сильно грейзенизированных гранито-гнейсов и собственно грейзенов (табл. 2) показывает, что исследуемые породы характеризуются высокой степенью геохимической специализации на Li, Rb, Be, причем содержание Li, Rb закономерно возрастает от сильно грейзенизированных гранито-гнейсов к собственно грейзенам.

Таблица 2. Содержание компонентов рассчитанное по масс-спектрометрическому анализу

Образец	Li	Be	Sc	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge
13 2	705	516	4,80	10,4	10,5	0,776	5,36	6,03	86,3	44,1	3,59
13 1	1 382	460	8,39	20,0	11,5	1,03	9,05	5,15	77,6	44,5	3,74

Образец	As	Se	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Cd	Sn	Sb
13 2	3,06	1,93	805	53,5	7,64	238	15,5	1,02	0,336	112	0,020
13 1	1,21	2,71	1289	43,1	17,6	228	14,1	0,451	0,249	141	0,030

Образец	Te	Cs	Ba	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Bi	Th	U
13 2	0,195	11,7	206	4,28	3,20	22,5	1,65	19,2	0,054	38,7	1,53
13 1	0,437	23,0	276	4,58	2,39	28,7	2,41	9,62	0,041	24,4	1,75

Примечание: 13 2 – Сильно грейзенизированный гранито-гнейс, 13 1 – собственно грейзен

Анализ выполнен в Музее Естественных Наук (Лондон)

По-видимому, распределение содержания элементов находится в прямой зависимости от минерального состава породы. Минералом концентратором, Li, Rb, Fe является мусковит. Повышенное содержание Li, оптические свойства и результаты рентгенографии дают право относить слюду к литиевому мусковиту. Содержание в больших количествах Be, выявленное по масс-спектрометрическому анализу указывает на присутствие в минеральном составе исследуемой породы бериллиевого минерала, предположительно фенакита.

Распределение редкоземельных элементов в изучаемых породах весьма специфично. Можно отметить повышенное содержание легких редких земель La, Ce, Pr, Nd, при этом содержание их в грейзенизированных гранито-гнейсах выше, чем в грейзенах. При грейзенизации происходит уменьшение степени накопления легких REE и, наоборот, увеличивается степень накопления тяжелых редких земель. Общим породам свойственна ярко выраженная "отрицательная" аномалия Eu, что связано, вероятно, с фиксацией Eu полевыми шпатами, которые в ходе метасоматического процесса интенсивно удаляются из системы. (рис. 1)

Одной из решаемых автором задач является расчет миграции вещества в ходе метасоматического процесса. В данном случае в качестве наиболее рациональных и целесообразных методов расчета привноса-выноса вещества были выбраны: метод стандартного состава, относящийся к группе методов с введением коэффициентов, и окисно-объемный метод, учитывающий пористость породы.

Установлено, что в систему были привнесены такие элементы, как Al, Ca, K, Fe, Mg, F, в небольшом количестве Mn, Ti, P, CO₂ и H₂O, вынесены Si и Na. (рис. 2)

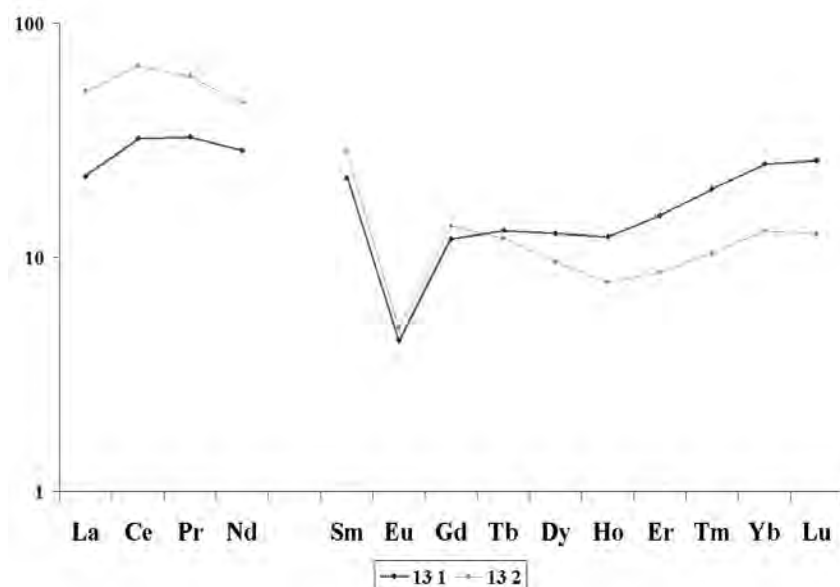


Рис. 1. График распределения редкоземельных элементов (REE) составленный по масс-спектрометрическому анализу проб грейзенизированных гранито-гнейсов и собственно грейзенов. 13-1 – собственно грейзен, 13-2 – сильно грейзенизированные гранито-гнейсы.

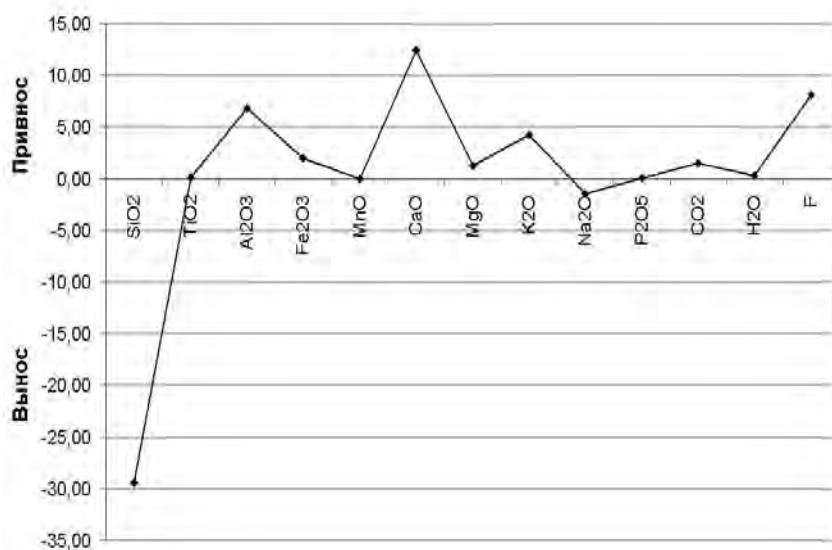


Рис. 2. График абсолютного привноса-выноса вещества при образования грейзенов за счет гранито-гнейсов.

Таким образом, в результате проведенных исследований были установлены петрографические особенности и минералогический состав грейзенов и грейзенизированных гранито-гнейсов Винбергского купола. Определены основные черты химического состава исследуемых пород, отмечена геохимическая специализация грейзенов на Li, Rb, Be. Проведен анализ привноса-выноса компонентов при образовании грейзенов за счет гранито-гнейсов.

На основании петрографического и минералогического изучения грейзенов и грейзенизированных гранито-гнейсов, выяснения их геохимических особенностей выделены три стадии метасоматического преобразования пород: щелочная стадия, стадия кислотного выщелачивания или грейзеновая, постгрейзеновая или гипергенная.

Авторы выражают признательность С.В. Петрову, Г.А. Суслову, А.Н. Зайцеву, Д.Н. Куренному, Л.В. Варовой, И.А. Алексееву за помощь в подготовке материалов к исследованию, проведении химических анализов, своевременном содействии и поддержке в ходе написания работы.

СОСТАВ МИНЕРАЛОВ И МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕАКЦИИ В ОРТОПИРОКСЕН – СИЛЛИМАНИТОВЫХ ПОРОДАХ СРЕДИ ГРАНУЛИТОВ ПОРЬЕЙ ГУБЫ (ЛАПЛАНДСКИЙ ГРАНУЛИТОВЫЙ ПОЯС)

Лебедева Ю.М.

ИГГД РАН, Санкт-Петербург, Lebedeva@IL15431.spb.edu

При исследовании гранулитовых комплексов различных регионов мира ортопироксен-силлиманитовые породы всегда привлекают к себе особое внимание, так как они формируются при высоких Р-Т параметрах и часто несут в себе информацию о «пиковых» условиях метаморфического минералообразования (Глебовицкий В.А. и др, 1997; Подлесский К.К., 2003). Но об их происхождении, в том числе и в районе Порьей губы, нет единого мнения.

Геология ортопироксен-силлиманитовых пород. Гранулиты района Порьей губы представляют юго-восточное окончание Лапландского гранулитового пояса в южной части Кольского полуострова. При надвигообразовании (около 1.9 млрд. лет) в одной из зон сдвиговых деформаций в Порьегубском блоке гранулитов вблизи его северо-восточного края, недалеко от границы с зоной меланжа (Балаганский, Глебовицкий, 2005), при бластомилонитизации возникли высокомагнезиальные породы с ассоциацией Оpx + Sil. Одни исследователи считают их продуктами изохимического метаморфизма (Крылова, Прияткина, 1976; Козлова и др, 1991), другие рассматривают как метасоматические образования (Беляев, 1981; Бушмин С.А. и др, 2006). Породы с парагенезисом ортопироксен+силлиманит обнаружены только на трех участках (остров Паленый и район острова Горелый), в пределах одной зоны бластомилонитизации северо-западного простирания шириной около 100 метров (на острове Паленом) и установленной протяженностью около 15 километров. Временная связь ортопироксен-силлиманитовых ассоциаций с деформациями в сдвиговой зоне доказана микроструктурными исследованиями (Козлова и др., 1991). На острове Паленом зона с этими породами расположена среди клинопироксеновых, двупироксеновых (\pm биотит, роговая обманка) и ортопироксеновых (\pm биотит) кристаллических сланцев основного и среднего состава с прослоями ортопироксеновых плаггиогнейсов. Непосредственно вблизи зоны и внутри нее рядом с ортопироксен-силлиманитовыми породами становятся преобладающими мигматизированные гранатсодержащие разновидности пироксеновых кристаллических сланцев и плаггиогнейсов.

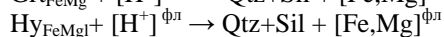
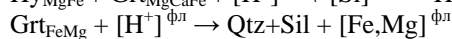
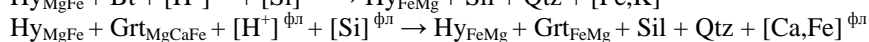
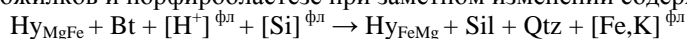
Минеральный состав пород. Ортопироксен-силлиманитовые породы в ряде случаев образуются при изменении пироксеновых кристаллических сланцев, но чаще исходными породами оказываются мигматизированные ортопироксеновые и гранат-ортопироксеновые гнейсы (Grt: $X_{Mg}=0.45-0.59$, $X_{Ca}=0.17-0.20$; Opx: $X_{Mg}=0.60-0.63$, $Al=0.20-0.22$ ф.к. (Grt: $X_{Mg}, Ca=Mg, Ca/(Mg+Fe+Mn+Ca)$; Opx, Crd, Bt: $X_{Mg}=Mg/(Mg+Fe)$; Bt: $X_{Al}=Al/(Al+Si)$; Opx: Al – формульный коэффициент)).

Среди ортопироксен-силлиманитовых пород преобладают Al-Si-Mg богатые кварцем породы и кварциты с силлиманитом, высокомагнезиальными ортопироксеном и гранатом, плаггиоклазом, калиевым полевым шпатом и поздними кордиеритом и биотитом. Они обладают пятнисто-полосчатой, иногда тонкополосчатой текстурой, так как обладают всеми признаками бластомилонитов со «струйчатым» распределением минералов и отличаются неоднородным отчетливо зональным распределением минералов от полиминеральных до мономинеральных зон. Зональность представлена парагенезисами, в которых число минералов по мере их последовательного замещения и растворения (выщелачивания) закономерно уменьшается вплоть до образования гранат-ортопироксен-силлиманитовых, (Grt: $X_{Mg}=0.57-0.68$; Opx: $X_{Mg}=0.76-0.81$, $Al=0.36-0.42$ ф.к.), гранат-силлиманитовых (Grt: $X_{Mg}=0.60-0.66$), ортопироксен-силлиманитовых (Opx: $X_{Mg}=0.77-0.79$, $Al=0.37-0.40$ ф.к.) и силлиманитовых кварцитов с участками кварцевого и силлиманитового состава. В кварцитах с ортопироксеном и гранатом присутствуют зерна шпинели, контактирующие с кварцем.

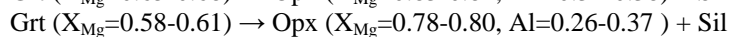
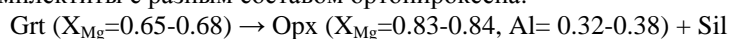
С окварцованными и кварцевыми ортопироксен-силлиманитовыми породами пространственно связаны разнообразные по составу богатые основаниями и щелочами (Fe, Mg, Ca, Na, K) порфиروبластические и жильные породы: силлиманит-ортопироксен-гранатовые (Grt: $X_{Mg}=0.57-0.71$; Opx: $X_{Mg}=0.77-0.82$, $Al=0.38-0.39$ ф.к.) и силлиманит-кордиерит-ортопироксеновые, а также гранатовые (Grt: $X_{Mg}=0.39-0.44$), скаполит-диопсидовые, силлиманит-биотитовые, биотит-ортопироксеновые, калишпат-биотитовые.

В ортопироксеновых породах с силлиманитом и Al-Si, и Fe-Mg состава встречается магнезиальный кордиерит ($X_{Mg}=0.87-0.93$), который кристаллизовался самостоятельно при метасоматических реакциях позже парагенезиса Opx+Sil+Grt или входил в состав минеральных оторочек и симплектитов. Образование поздних ортопироксен-кордиеритовых симплектитов наблюдается и вокруг матричного граната и вокруг более ранних симплектитовых срастаний ортопироксена и силлиманита. Обычно присутствие и позднего магнезиального биотита ($X_{Mg}=0.82-0.94$, $X_{Al}=0.32-0.33$), сконцентрированного в отдельных участках, линейных зонах и прожилках.

Реакционные структуры с ортопироксеном и силлиманитом. Особенности и характерные черты минеральной зональности, конституции минералов, минеральных замещений и реакционных структур в телах ортопироксен-силлиманитовых пород позволяет считать, что главным процессом при их возникновения явился инфильтрационный метасоматоз с выносом (выщелачивание) / привносом (переотложение) петрогенных элементов, т.е. протекание аллохимических (метасоматических) минеральных реакций. Эти реакции выражены в структурах растворения, замещения, кристаллизации матричных минералов, возникновении ветвящихся прожилков и порфиروبластезе при заметном изменении содержаний минералов, например:



Второстепенным процессом формирования парагенезиса Оpx+Sil был распад высокомагнезиального граната с образованием симплектитов при снижении Т и Р. По гранатам разной магнезиальности возникают симплектиты с разным составом ортопироксена:

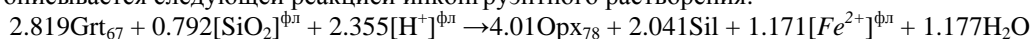


Изредка при замещении зерен граната ($X_{\text{Mg}}=0.57-0.60$) среди симплектитов встречаются включения более магнезиального граната ($X_{\text{Mg}}=0.61-0.65$) и появляется сапфирин ($X_{\text{Mg}}=0.87$). Часто встречаются струи, сложенные грубозернистыми срастаниями ортопироксена, силлиманита и кварца, иногда с калиевым полевым шпатом.

Анализ реакций, связанных с окварцеванием пород. На основе экспериментальных исследований и теоретического анализа показано (Зарайский, 1999), что сильное окварцевание пород и развитие кварцевых жил является признаком воздействия на исходные породы кислых растворов, насыщенных кремнеземом. В исследованных процессах кислый раствор извлекает Si из полевых шпатов и других минералов и переотлагает его в разных метасоматических зонах.

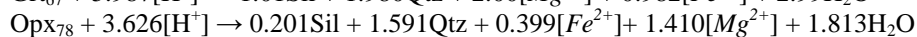
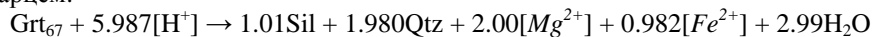
На основании анализа минеральных реакций, наблюдавшихся нами в окварцованных ортопироксен-силлиманитовых породах и кварцитах с ортопироксеном и силлиманитом, также следует вывод о воздействии кислых растворов. При этих процессах кислый раствор извлекает Si, Fe, K, Ca и Al из растворяющихся плагиоклаза, граната, ортопироксена, калиевого полевого шпата, биотита. Реакции растворения минералов отражают последовательные переходы между разными минеральными зонами метасоматической колонки по мере превращения исходных пород в ортопироксен-силлиманитовые кварциты, силлиманитовые и мономинеральные кварциты.

Переход от зоны кварцевых пород с четырехминеральным парагенезисом Qtz+Opx+Sil+Grt к зоне кварцита с трехминеральным парагенезисом, связан с растворением одного из темноцветных минералов (ортопироксена или граната). Например, исчезновение граната и переход к ортопироксен-силлиманитовому кварциту описывается следующей реакцией инконгруэнтного растворения:



Согласно этой реакции, образование парагенезиса ортопироксена и силлиманита при растворении граната связано с воздействием кислого раствора, насыщенного кремнеземом. При этом часть железа остается в растворе (и видимо выносится) и возникает высокомагнезиальный ортопироксен.

Переход к двуминеральным зонам накопления Si и Al в виде кварца и силлиманита, не содержащим темноцветных минералов и состоящих из силлиманитового кварцита, можно выразить следующими реакциями инконгруэнтного растворения граната и ортопироксена, отражающими факты их замещения силлиманитом и кварцем:



Согласно этим реакциям, образование парагенезиса силлиманита и кварца вместо ортопироксена или граната, связано с воздействием кислого раствора. Из приведенных выше реакций видно, что Al – наименее подвижный элемент, он ведет себя наиболее инертно. Он накапливается в породах в форме минерала силлиманита при растворении и исчезновении других минералов. Но, все-таки, силлиманит тоже растворяется, и тогда имеет место переход к зонам мономинерального кварцита. Этот процесс можно выразить реакцией: $0.585\text{Sil} + 3.512[\text{H}^+]^{\text{фл}} \rightarrow 0.585\text{Qtz} + 1.171[\text{Al}^{3+}]^{\text{фл}} + 1.756\text{H}_2\text{O}$

Согласно этой реакции, процесс образования кварцита со скоплениями, гнездами и прожилками силлиманита (переотложение малоподвижного Al) также может быть связан с воздействием кислого раствора.

Анализ реакций симплектитовых структур. Наиболее распространены реакции замещения граната ортопироксен-силлиманитовыми симплектитами, в которых встречается только реликтовый гранат той же магнезиальности, что и исходный гранат. При их анализе вначале обратим внимание на следующие факты. Выноса элементов и значительного перемещения вещества при симплектиитообразовании, по-видимому, не было, так как этот процесс исключительно локализован и распределен в породе неравномерно. Отмечается некото-

рое повышение магнезиальности ортопироксена симплектитов от центра более крупных зерен к краю. Также обращает на себя внимание, что в симплектитах встречаются наиболее магнезиальные ортопироксены (X_{Mg} до 0,83-0,84). Все это позволяет предполагать, что при формировании симплектитов остаточные флюиды были обогащены магнием, который участвовал в реакциях разложения граната. Тогда реакция будет выглядеть следующим образом: $0.6Grt_{67} + 2.19Qtz + 1.75[Mg^{2+}]^{фл} + 1.68H_2O \rightarrow 1.96Opx_{83} + 0.29Sil + 3.35[H^+]^{фл}$

Согласно этой реакции, разложение граната на контакте с кварцем на сростки ортопироксен+силлиманит происходит при поступлении дополнительного количества магния из флюида в зону реакции и при повышении щелочности среды (реакция смещается вправо при повышении щелочности). Само же повышение щелочности остаточного флюида может быть связано со снижением давления (Bushmin S.A., 2000). В таких реакциях иногда участвует магнезиальный биотит. Его появление в правой части реакции связано с поступлением из флюида в зону реакции не только магния, но и калия.

Как было отмечено выше, среди симплектитовых структур встречаются случаи, когда при замещении граната вместе с ортопироксеном и силлиманитом в сростках возникают новый гранат и сапфирин. Такая реакция, по-видимому, может протекать только в условиях ограниченного доступа кремнезема в зону замещения, так как, судя по наблюдениям в шлифе, в составе таких симплектитов отсутствует свободный кварц. В нашем случае породы в целом обогащены кварцем, и поэтому такие случаи единичны. Но такая реакция может быть интересна для нас тем, что позволяет оценить внешние условия, которые вызвали ее протекание: $Grt_{67} \rightarrow Grt + Opx + Sil + Spr$. Расчет этой реакции в координатах Р-Т обнаруживает сильную зависимость от давления и показывает, что появление сростков $Grt+Opx+Sil+Spr$ возможно при снижении давления от 11 кбар при $\sim 900^\circ C$ (Бушмин и др., 2006) до 9-7 кбар. Так как ортопироксен и сапфирин являются более магнезиальными минералами, чем исходный гранат, то нужно допустить использование дополнительного количества магния из остаточного раствора в зоне кристаллизации при повышении щелочности среды. Этот вывод согласуется с выводом о снижении давления при анализе вышерассмотренных ионных реакций симплектитообразования.

Таким образом, в образовании ортопироксен-силлиманитовых пород участвовали флюиды повышенной кислотности, насыщенные кремнеземом. Они вызвали растворение и переотложение минералов и минеральных парагенезисов. Второстепенное значение имело позднее образование ортопироксен-силлиманитовых симплектитов при разложении ранних матричных гранатов на фоне снижения Р (и возможно Т) при участии небольшого объема малоподвижного остаточного флюида повышенной магнезиальности и щелочности.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта научной школы НШ- 4732.2006.5.

ЛИТЕРАТУРА

- Балаганский В.В., Глебовицкий В.А. Лапландский гранулитовый пояс и пояс Танаэля / В кн.: Ранний докембрий Балтийского щита. СПб.: Наука, 2005. С.127-175.
- Беляев О.А. Кислотное выщелачивание и сопряженный Fe-Mg метасоматоз в условиях гранулитовой фации / В кн.: Метасоматоз и метасоматиты в метаморфических комплексах докембрия. Апатиты: Изд. Кол. ФАН СССР, 1981. С. 10-19.
- 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). // ДАН. 2006.
- Глебовицкий В.А., Алексеев Н.Л., Доливо-Добровольский Д.В. Реакционные структуры и Р-Т режимы охлаждения глубинных образований Кандакшско-Кольской структурно-формационной зоны, Кольский полуостров // Зап.ВМО. 1997. №2. С.1-22.
- Козлова Н.Е., Балаганский В.В., Богданова М.Н., Реженева С.А. Структурно-петрологическое изучение ортопироксен-силлиманитовой ассоциации лапландских гранулитов // Изв. АН СССР. 1991. Сер. геол. №4. С.66-76.
- Крылова М.Д., Прияткина Л.А. Гиперстен-силлиманитовая ассоциация в гранулитовом комплексе Порьей Губы (юго-запад Кольского полуострова) // ДАН СССР. 1976. Т.226. №3. С.661-664.
- Подлесский К.К. Гиперстен в ассоциации с силлиманитом и кварцем как индикатор условий метаморфизма // ДАН. 2003. Т. 389. №1. С. 1-4.
- Bushmin S.A. Evolutional model of metasomatism in metamorphic cycle. In: Models and Modeling of geological processes and objects. Ed. V.Glebovitsky. Teophrastus. St.Petersburg. 2000. P.137-140.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПЕРИДОТИТ-ПИРОКСЕНИТ-ГАББРОНОРИТОВОГО УЛИТАОЗЕРСКОГО МАССИВА

Липенков Г.В.¹, Сергеев А. В.¹, Васильева В.А.², Кузнецов В. А.²

¹СПбГУ, gleb_lipenkov@inbox.ru

²ФГУП «ВСЕГЕИ им Карпинского», Санкт-Петербург.

Улитаозёрский массив относится к нижнепротерозойской перидотит-пироксенит-габброноритовой формации. На Балтийском щите интрузии данной формации проявлены достаточно широко и с ними связан ряд месторождений: платиноидно-медноникелевых руд (Мончеплутон), малосульфидных платинометаллических руд

(г. Генеральская, Фёдорово-Панские тундры) и хромитов (Умбареченское и др.) (Юдин Б.А., 1980). Улитаозерский дифференцированный комплекс ранее не изучался достаточно детально на минералого-геохимическом уровне. Единичные геохимические данные свидетельствовали о его возможной перспективности на медно-никелевое и платинометальное оруденение (Чалых Е.Д., 1960). Задачи проведенного исследования включали в себя полевые работы по уточнению геологического строения массива, выявления его геохимических особенностей, а так же состава породообразующих минералов, что позволило определить перспективность его дальнейшего изучения и освоения.

Улитаозерский массив относится к группе расслоенных интрузивов формации перидотитов-пироксенитов-габброноритов северо-западного обрамления Печенгско-Имандра-Варзугской структурной зоны (Борисова В.В., 2004). Он расположен на северо-западе Мурманской области на южном берегу оз. Улита и имеет в плане неправильную, вытянутую в северо-западном направлении форму (рис. 1). Его длина составляет 4 км, при ширине от 0,5 до 1,7 км. Имея северо-западное простирание, массив залегает согласно с гнейсовидностью и сланцеватостью вмещающих пород. В геологическом строении площади принимают участие образования беломорской и кольской серий, представленные перислаиванием амфиболитов, амфиболовых плагиосланцев, плагиогнейсов, амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсами.

В строении Улитаозерского массива выделяются следующие основные типы пород: оливиниты, перидотиты, пироксениты, габбронориты, метагабброиды (образуют узкую полосу, протянувшуюся вдоль контакта с субширотным разломом, отделяющим Улитаозерский массив от вмещающих гранито-гнейсов). В пределах массива выделяются также амфибол-гранат-плагиоклазосодержащие метасоматиты – наиболее измененные породы массива, приуроченные к крупному разлому, протягивающемуся в восточной части массива с севера на юг. Наблюдаемый в этой интрузии характер взаимоотношения пород позволяет отнести ее к дифференцированным комплексам ультраосновного – основного состава.

Геохимические исследования пород массива включали в себя: 1. Силикатный анализ – (30 проб) на породообразующие элементы (РСЛ ФГУП ВСЕГЕИ, спектрометр ARL-9800) 2. Полуколичественный спектральный анализ – (83 пробы) на редкие и рассеянные элементы (РСЛ ФГУП ВСЕГЕИ спектрометр СТЭ-1). 3. Содержания Pt, Pd определялись в 102 пробах пород массива атомно-абсорбционным анализом. (РСЛ ФГУП ВСЕГЕИ)

Установленная последовательность кристаллизации пород массива позволила проследить основные тенденции геохимической эволюции массива (Рис. 2). Сходное поведение SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , CaO в ходе формирования массива вероятнее всего связано с процессами кристаллизации плагиоклаза. Близкий характер поведения характерен и для калия. Антагонистом к этой группе элементов выступает MgO, что

связано с уменьшением доли магнийсодержащих минералов. Накопление TiO_2 и P_2O_5 происходило в основном к моменту образования метагаббро. Статистический анализ показывает, что эти элементы вместе с V образуют тесную корреляционную группу, характерную для апатит-титаномагнетитовых ассоциаций.

На большинстве графиков достаточно отчетливо прослеживаются две ветви: первая – от оливинитов до габбро – отражает основные закономерности магматического процесса, вторая – от габбро до амфиболитов связано с выносом рассматриваемых элементов в ходе наложенных метасоматических процессов. Геолого-петрографический анализ показывает, что основными постмагматическими проявлениями в породах массива являются образования соссюритовых и амфибол-гранатовых минеральных ассоциаций. Необходимо заметить, что измененные породы пространственно связаны с зонами разломов и тектонических нарушений.

Графики распределения некоторых редких и рассеянных элементов, сгруппированные по породным выборкам, представлены на рис. 3.

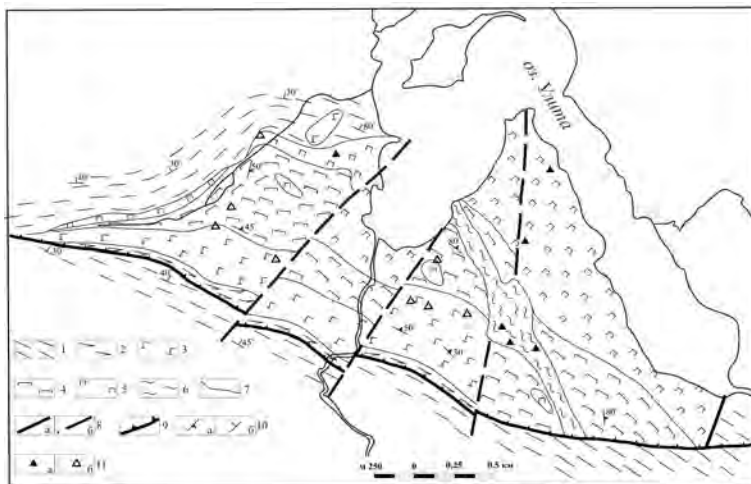


Рис. 1. Схематическая прогнозно-геологическая карта Улитаозёрского массива. Масштаб 1:25 000

1-амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы беломорского метаморфического комплекса; 2-метагаббро (амфиболитизированные рассланцованные габброиды); 3-габбронориты и нориты; 4-пироксениты (вебстериты, ортопироксениты и плагиоортопироксениты); 5-перидотиты (гарцбургиты) и оливиниты; 6-амфибол-гранат-плагиоклазовые породы; 7-предполагаемые геологические границы пород; 8-9-тектонические нарушения: 8-разломы а-установленные, б-предполагаемые; 9-надвиги; 10-элементы залегания: а-трахитоидность, б- гнейсовидность; 11-пункты сульфидной минерализации: а- известные ранее, б-выявленные в процессе работ на объекте.

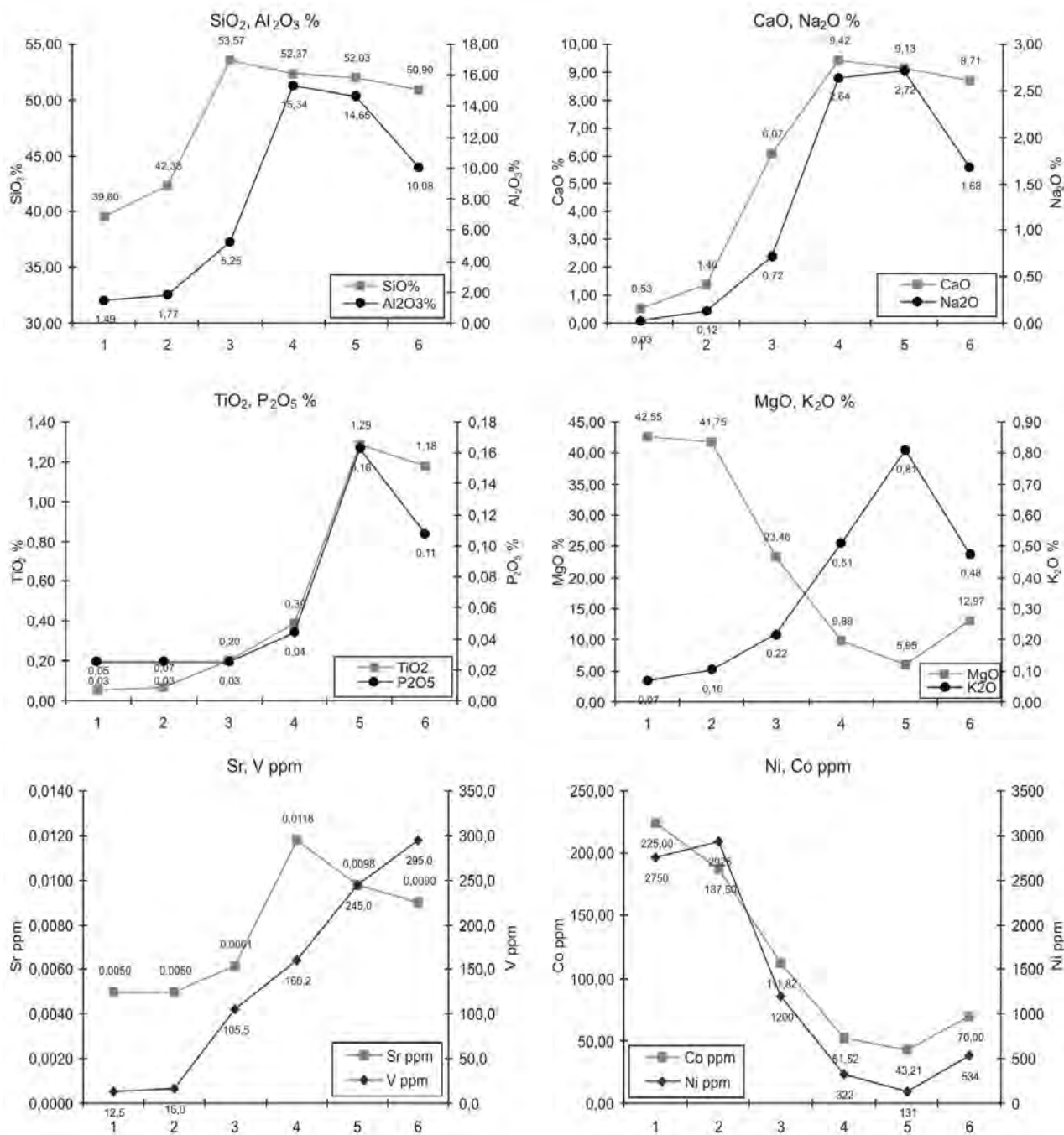


Рис. 2. Графики распределения содержаний редких элементов в различных породах Улитаозерского массива. Цифрами обозначены: 1-оливиниты, 2-перидотиты, 3-пироксениты, 4-габброиды, 5-метагабброиды, 6- амфибол-гранат-плагиоклазовые метасоматиты восточной части массива

Распределение Sr схоже с распределением SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, CaO, что может быть связано с изоморфным замещением кальция стронцием в структуре плагиоклазов. Накопление V происходило совместно с TiO₂ и P₂O₅, формируя титано-магнетит-апатитовую минерализацию, достигая максимума в метагаббро.

Для Ni и Co характерно отчетливое уменьшение концентраций от ранних фаз к более поздним, что определяется характерными для них схемами изоморфных замещений в оливине и пироксене.

Поведение Sc определяется накоплением его в амфиболах, либо в составе титано-магнетита.

Анализ корреляционных связей подтвердил, что поведение многих рассеянных элементов определяется схемами изоморфных замещений в породообразующих минералах: MgO образует тесные корреляционные связи с Co и Ni, что скорее всего указывает на вхождение этих элементов в структуру оливина и магнезиального пироксена, группа элементов, Al₂O₃, Na₂O, CaO тесно коррелирует с такими элементами как Sr, Ga, что говорит о вхождении их в состав плагиоклазов. TiO₂, P₂O₅, Fe₂O₃, образует тесную корреляционную группу

как с типичными фемафильными элементами V, Mn, так и с литофильными K, Ba, Zr, Nb, Mo, Sn, что позволяет сделать предположение о метасоматическом характере титано-магнетит-апатитовой ассоциации.

Анализ результатов распределения платины и палладия в породах комплекса показал низкие уровни содержания этих элементов в пределах массива. Всего лишь в трех пробах, принадлежащих габбронориту, пироксениту и амфибол-гранат плагиоклазовой породе, был превышен порог чувствительности метода 0,03 г/т.

В ходе статистической обработки данных полуколичественного спектрального анализа для выявления расположения в теле исследуемого интрузива геохимических аномалий использовалась методика С.В.Григоряна (1987) для первичных ореолов. В качестве основных показателей геохимического поля использовались аддитивные (K_A) и мультипликативные (K_M) коэффициенты.

Использование аддитивного коэффициента ($TiO_2+V+P_2O_5$) позволило выявить в пределах массива геохимические аномалии, которые связаны с метасоматическими наложенными процессами (рис. 5). Из рисунка видно, что наиболее контрастные аномалии $TiO_2+V+P_2O_5$ приурочены к тектонической зоне северо-западного простирания, что подтверждает ранее сделанные выводы.

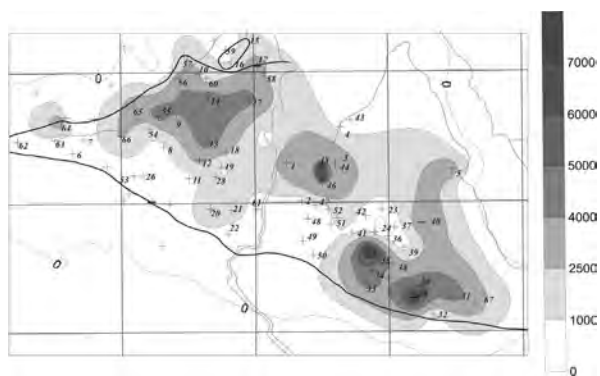


Рис. 4. Распределение значений аддитивного коэффициента $Ni+Co+Cr$ в породах Улитаозерского массива (содержания даны в ppm).

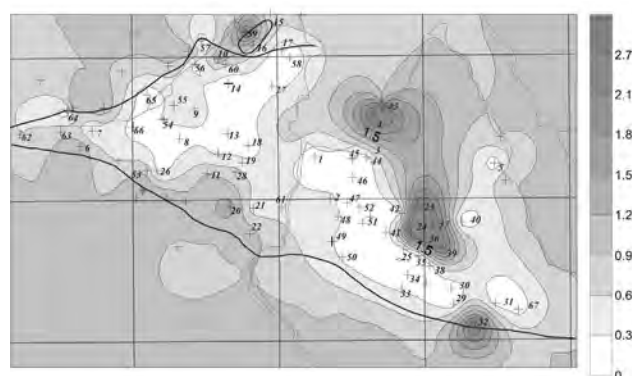


Рис. 5. Распределение значений аддитивного коэффициента $TiO_2+V+P_2O_5$ в породах Улитаозерского массива (содержания даны в %)

Применение: $K_A=Ni+Co+Cr$ позволило выделить в пределах массива три контрастные геохимические аномалии (рис 4). Первая аномалия располагается на северо-западе массива в пироксенитах преимущественно вблизи их контакта с габбро-норитами. Вторая аномалия отмечается в центральной части массива и связана с шшироподобным телом перидотитов, расположенным в зоне пироксенитов. Третья аномалия приурочена к пироксенитам юго-западной части интрузива, где ранее в шурфах была выявлена бедная сульфидная минерализация.

По результатам микрорентгеноспектрального и спектрального количественного анализов породообразующих минералов можно сделать следующие выводы: 1. Оливины в массиве представлены существенно магнезиальными разновидностями ($MgO - 48,98\%$), с высокими содержаниями хрома. 2. Средний состав ромбических и моноклинных пироксенов Улитаозерского массива, отвечает следующим кристаллохимическим формулам: $[Mg_{1,657}Al_{0,018}Cr_{0,018}Fe^{+3}_{0,042}Ca_{0,066}Fe^{+2}_{0,199}](Si_{1,922}Al_{0,078}O_6)$ и $[Ca_{0,722}Na_{0,051}Fe_{0,136}Al_{0,06}Mg_{1,01}Cr_{0,029}](Si_{1,862}Al_{0,138}O_6)$ соответственно.

3. Рассматривая изменение химического состава породообразующих минералов вверх по разрезу массива, отмечается закономерное изменение состава породообразующих минералов: уменьшение магнезиальности минералов, на фоне роста их железистости, а так же уменьшение содержаний хрома и никеля.

В результате проделанной работы можно сделать следующие выводы:

1. Установлено, что на современном эрозионном уровне Улитаозерский массив представляет собой перевернутое линзообразное тело с эродированными породами начальных этапов дифференциации.

2. Были выявлены две основные эволюционные ветви формирования пород: к первой относится ряд перидотиты – пироксениты – габбро-нориты, формирование которых связано с эволюцией магматического расплава, а вторая – ветвь, которой принадлежат метагаббро и амфибол-гранат-плагиоклазовые породы, сформировавшиеся в результате наложенных метасоматических процессов.

4. Высокие содержания никеля и хрома в породах массива, и в породообразующих силикатных минералах, а также отсутствие крупных проявлений сульфидной минерализации, возможно, свидетельствует об обедненности исходного расплава серой, из чего можно сделать вывод о низкой вероятности обнаружения в массиве крупных медно-никелевых сульфидных руд.

5. Анализ результатов распределения платиноидов не показал процессов концентрирования этих элементов не на магматической не на постмагматической стадии формирования этого массива.

ЛИТЕРАТУРА

Борисова В.В. Комплексы малых интрузий базит-ультрабазитов. В кн.: Расслоенные массивы Карело-Кольского региона. Ч. 1. Апатиты. 2004, с. 117-132.

Юдин Б.А. Магматизм и металлогения основных и ультраосновных комплексов протерозоя Главного хребта (Кольский полуостров). Апатиты. 1980.

Чалых Е.Д., Берман И.И. Отчет Улитареченской партии о результатах ГСР м-ба 1:50 000, проведенных в 1959 г. в районе оз. Улита – ср. течения р. Туломы (Кольский район, мурманская обл.). ТФ Мурманск, 1960.

ГЕОХИМИЯ КАРБОНАТИТОВ БАЛТИЙСКОГО И УКРАИНСКОГО ЩИТОВ

Матвийчук М.В.

Институт геохимии, минералогии и рудообразования НАН Украины, г. Киев

Балтийский и Украинский щиты - во многом сходные геологические структуры, имеющие близкий набор магматических и метаморфических пород, сравнение которых позволяет выстраивать петрологически и геохимически полные эволюционные ряды.

Так, на Украинском щите доказательно установлен только один возрастной (протерозойский) этап проявления карбонатитового магматизма, причем только абиссального уровня, с довольно бедным набором фациальных типов карбонатитов. Но большое разнообразие, как по возрасту, так и по петрологическим типам щелочных пород, с которыми, в принципе, могут быть связаны карбонатиты, позволяет надеяться на обнаружение их в будущем. Напротив, на Балтийском щите, как щелочные породы, так и карбонатиты представлены самыми разнообразными типами, сформировавшимися как в абиссальных, так и в приповерхностных условиях на протяжении от протерозоя до мезозоя.

Сравнение карбонатитов двух щитов, помимо теоретического, имеет и чисто прикладное значение. На наш взгляд будет полезным сравнить особенности уже разрабатываемых карбонатитовых месторождений Балтийского щита (например, Ковдора, Хибин) с перспективными для разработки на Украине (Черниговский массив и др.).

Балтийский щит. Тикшеозерско-Ельтьозерский комплекс (Северная Карелия) с проявленным магматизмом ультрамафит-щелочно-сиенитового состава изучен довольно основательно. Существует мнение, что вышеупомянутый комплекс формировался в сфекофенскую эпоху активизации 1,8-1,9 млрд. лет (Геология Карелии, 1987). Наиболее вероятная картина формирования сложного по строению многофазного комплекса связана с растянутой во времени магматической деятельностью в промежутке от 2,450 до 1,8 млрд. лет. Наиболее крупными по размерам среди данного комплекса являются Ельтьозерский и Тикшеозерский массивы.

В карбонатитах Тикшеозерского массива наиболее распространенным карбонатом является кальцит. Среди других выделены доломит, анкерит, магнезит, брейнерит, арагонит и акцессорный анкилит (Сафронова Г.П., 1982). Изотопный состав углерода и кислорода определялся в монофракциях карбонатов и в валовых пробах пород, в основном, отобранных по скважинам, пробуренным по карбонатитам и, в меньшей степени, из габброидных пород, испытавших карбонатизацию.

Изотопный состав углерода в кальцитах, отобранных по Тикшеозерскому массиву, свидетельствует об эндогенном источнике вещества и о карбонатитовой природе карбонатных пород (Сафронова Г.П., 1982). Авторы указанной работы связывают низкие значения $\delta^{18}\text{O}$ с температурным режимом карбонатитообразования, однако, на наш взгляд, такие аномальные цифры невозможно объяснить, не привлекая механизма обмена с изотопно-легкими водами. Если учесть, что одними из самых распространенных пород на Тикшеозерском массиве являются серпентинизированные оливиниты, то существенная роль воды в образовании карбонатных низкотемпературных образований, в том числе карбонатных прожилков, становится очевидной.

Наши данные (таблица) несколько отличаются от вышеприведенных в сторону более высоких значений $\delta^{18}\text{O}$ как для собственно карбонатитов, так и для карбонатных прожилков в пироксенитах и габброидах. Диапазоны значений карбонатитов $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{13}\text{C}$ в них (-4,0 - -6,3‰ и 10-12,6‰, соответственно) довольно узкие и не выходят за пределы, обычно приводимые для карбонатитов. Требуется объяснения несколько "утяжеленные" значения $\delta^{18}\text{O}$ в некоторых карбонатах Тикшеозерского массива. По имеющемуся у нас материалу магнетитсодержащие карбонатиты Ковдорского, Вуориярвинского и др. массивов также характеризуются утяжеленным изотопно-кислородным составом.

Ковдорский массив ультраосновных щелочных пород и карбонатитов – один из наиболее полно изученных благодаря тому, что он разрабатывается как комплексное месторождение апатитового, магнетитового, редкометалльного и др. видов сырья.

Довольно подробно был изучен и изотопный состав карбонатитов (Кулешов В.Н., 1986). При этом все исследовавшие изотопный состав углерода в этих карбонатитах отмечали некоторое обогащение их изотопом

¹³C. Наши данные также попадают в этот диапазон. Кроме того, карбонаты, не связанные с магнетитовыми рудами (флогопитовый и строительный карьеры) имеют более низкие значения $\delta^{13}\text{C}$.

В Хибинском массиве карбонаты были открыты сравнительно недавно. Карбонаты представлены несколькими последовательно формирующимися разновидностями карбонатов. Среди них - эгирин-биотитовые, кальцитовые карбонаты, содержащие акцессорные пироклор, циркон и другие минералы; манганокальцитовые карбонаты с хуанхитом, синхизитом, паризитом, бастнезитом, флюоритом; мангансидеритовые карбонаты с давсонитом, нахколитом, криолитом и др. Изотопный состав этих карбонатов исследовался О.Б.Дудником и др. (Дудник О.Б., 1984). Наши данные, в принципе, согласуются с приведенными в этой работе, однако, в нашем распоряжении имеется только 2 пробы, одна из них марганецсодержащий карбонатит с бебранитом. Он оказался резко отличным по изотопному составу как кислорода, так и углерода от обычных кальцитовых карбонатов с пироклором.

Главные геохимические характеристики и рудная специализация карбонатитов Балтийского и Украинского щитов

Массив, проявление. Возраст в млн. лет, (метод)	Геологическая ситуация (структурно - морфологический тип)	Геохимические характеристики					Рудная специализация
		$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Сумма TR (TR+Y) (г/г)	La/Yb	
Черниговский массив 2090-2190 (U-Pb)	Крутопадающие дайкоподобные тела и серии параллельных даек мощностью 50-60, иногда до 100 м. среди фенитов, нефелиновых и щелочных сиенитов, щелочных пироксенитов. Состав карбонатов: кальцит (сёвиты, альвикиты, кимберлитовые карбонаты) доломит, кальцит (бефорситы)	-3.0... -8.1	5.9...1 3.5	0.7013	2800	Типы- I-46.5; II-82.2; III-128; IV-140	P ₂ O ₅ , Zr, Nb
Петрово-Гнутовская флюорит-карбонатная дайка 1920-2100 (Pb)	Дайка мощностью 0,3-2,85м (в раздувах) среди граносиенитов. Состав карбонатов: кальцит, паризит	-5.5... -8.1	10.1...1 6.6				TR (паризитовая)
Хлебодаровский карьер 1825±35 (K-Ar)	Маломощные жилы (от 5-10см до 30-50см в раздувах) среди чарнокитоидов. Состав карбонатов: кальцит.	-2.4... -8.5	8.5...1 3.2	0.70258± 5.5		40	P ₂ O ₅ , Nb, TR
Октябрьский массив 1800 (U-Pb)	Маломощные жильные образования (до 1м) среди основных и ультраосновных пород, щелочных и нефелиновых сиенитов. Состав карбонатов: кальцит, иногда сидерит, доломит	-5.1... -8.6	6.2...1 4.1	0.7024- 0.7029	589-3345	8.4-66.2	P ₂ O ₅ , TR
Тикшеозерский массив 1850 (U-Pb)	Жило- и дайкоподобные тела в карбонатизированных пироксенитах и габбро-пироксенитах. Состав карбонатов: кальцит	-3.0... -6.3	10.0... 16.7		570-5187 в апатите		TR, апатит
Ковдорский массив 360-410 (U-Pb)	Жило- и дайкоподобные тела среди фенитов, оливинитов, пироксенитов и в апатит-форстерит-магнетитовых рудах. Состав карбонатов: кальцит, доломит, сидерит	-0.3... -8.8	8.2...1 4.9	0.7035- 0.7062	(1154- 1661)	133 -190	apatит, TR, Ba, Sr, Nb, Ta, Zr
Хибины 365±25 (Rb-Sr)	Тела карбонатитов с пироклором и бебранитом. Состав карбонатов: кальцит	-2.2... -4.3	8.4...1 2.6	0.7031- 0.7040			apatит, Sr, Ta, Ce

Украинский щит. На Украинском щите в последнее время обнаружено много проявлений, которые с определенной долей условности можно относить к карбонатитам (Загнитко В.Н., 1989).

Черниговский карбонатитовый массив является одним из наиболее глубоко эродированных. Глубина эрозийного среза по кальцит-доломитовому и оливин-магнетитовому геобарометрам оценивается в 10-20 км.

Вопросы генезиса этих карбонатитов не всеми трактуются однозначно, но в пользу магматической природы свидетельствуют многочисленные факты, приведенные в литературе и рассмотренные в настоящей работе. К ним можно добавить низкое отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0,7013) в кальците из сёвита, указывающее на мантийное происхождение стронция, а, следовательно, и кальция. Однозначно на существование магматического

распада в период формирования карбонатитов Черниговского комплекса указывают включения затвердевших расплавов в бадделеите карбонатитов. Таким образом, характеризующиеся карбонатиты, подразделяющиеся на кальцитовые, кальцит-доломитовые и доломитовые, рассматриваются ними как мантийные интрузивно-магматические образования.

Выполненные ранее исследования показали, что вариации изотопного состава кислорода не зависят от их минерального типа, мощности тел и состава вмещающих пород (Загнитко В.Н., 1989).

Полученные новые данные предоставили возможность найти корреляционные зависимости между изотопно-кислородным составом карбонатитов и некоторыми их минералогическими особенностями и объяснить причины вариаций $\delta^{18}\text{O}$. Установлено, что в карбонатитах одного и того же минерального типа с понижением железистости парагенезисов увеличивается величина $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов. Особенно отчетливо проявляется корреляция между значением $\delta^{18}\text{O}$ кальцитов и содержанием в них FeO.

Связь между изотопным составом углерода карбонатов и содержанием в них FeO, а также степенью окисленности железа в породе не обнаружена.

Для карбонатитов с наиболее железистыми силикатами (и незначительным содержанием магнетита) были получены наиболее "глубинные" значения $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$. С увеличением количества магнетита и возрастанием магнетизальности парагенезисов (параллельно с этим происходит уменьшение содержания FeO в карбонатах) происходит утяжеление изотопного состава кислорода карбонатов. Такие изменения с некоторыми локальными отклонениями прослеживаются в направлении с севера на юг по Черниговской зоне разломов. В этом направлении уменьшается глубина эрозионного среза массива. Для наиболее южного (Бегим-Чокракского) проявления карбонатитов характерны наиболее высокие значения $\delta^{18}\text{O}$ и минимальные содержания железа в составе кальцитов.

Характерная для Черниговского массива ассоциация графита с магнетитом и более частое присутствие последнего в бейфоритах и альвитах, чем в севитах, а также наблюдаемая в ряде случаев отрицательная корреляционная связь между содержанием FeO в составе карбоната и количеством магнетита, позволяют предположить наличие сидеритового компонента в первичном карбонатитовом расплаве (Кривдик С.Г., 1991).

Петрово-Гнутовская флюорит-карбонатная жила с бастнезитом и паризитом имеет карбонатитовую природу. В пользу этого свидетельствует селективно цериевый состав редких земель, флюорита и карбоната, фенинизация вмещающих пород, а также изотопные данные (см. таблицу), что характерно для карбонатитов.

Хлебодаровские кальцитовые дайки и жили с эгирином, рибекитом и апатитом также относятся к карбонатитам (Загнитко В.Н., 1989). О карбонатитовой природе этих образований свидетельствуют: высокое содержание стронция (1-3 %), повышенное - редких земель, наличие таких характерных минералов карбонатитов, как апатит, пирохлор, монацит, изотопно-геохимические данные, а также экзоконтактные ореолы фенинизации вдоль них. Для карбонатитов Хлебодаровского участка характерны очень узкие диапазоны значений $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ (от -7,8 до -6,9‰ и от 8,0 до 11,2‰, соответственно), независимо от мощности карбонатных тел и состава вмещающих пород (см. таблицу). На южном продолжении дайки буровыми работами установлены карбонатные тела мощностью до 1,0 м с паризитом (В.В. Васильченко, устное сообщение).

В Октябрьском массиве наблюдаются как карбонатные, карбонатсодержащие породы, так и тектонические брекчии, сцементированные карбонатом. Все эти разновидности встречаются среди основных, ультраосновных, щелочных пород, в том числе нефелиновых сиенитов. Чаще всего карбонатные проявления связаны с габбро и пироксенитами, которые испытали глубокие изменения. В этом случае различают карбонат-полевошпат-слюдистые (по габбро) и карбонат-биотит-амфиболовые (по пироксенитам) разновидности. Характерной особенностью всех карбонатных проявлений Октябрьского массива является наличие в них апатита, циркона, пирохлора, которые ассоциируют с кальцитом. Это свидетельствует о том, что формирование пород сопровождалось апатит-редкометальной минерализацией, что является признаком карбонатитов. Карбонатные образования значительно обогащены стронцием, иттрием, цирконием, ниобием, лантаном, церием. Значение $\delta^{13}\text{C}$ и $\delta^{18}\text{O}$ карбонатов Октябрьского массива отвечают типичным карбонатитам, а соотношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ свидетельствуют о глубинном источнике вещества карбонатных пород (см. таблицу).

Карбонатитовые комплексы Балтийского и Украинского щитов очень разнообразны по уровням генерации, условиям образования и минеральному парагенезису. Это дает возможность проследить влияние различных факторов на изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах, оксидах, силикатах и графите.

ЛИТЕРАТУРА

- Геология Карелии. – Л.: Наука, 1987. – 231с.
 Дудник О.Б., Манаков Ф.В., Кравченко М.П. и др. Карбонатиты Хибин. – Апатиты, 1984. – 98с.
 Загнитко В.Н., Луговая И.П. Изотопная геохимия карбонатных и железисто-кремнистых пород Украинского щита - Киев: Наук. думка, 1989. - с. 316.
 Кривдик С.Г., Загнитко В.Н., Луговая И.П. Изотопный состав минералов в карбонатитах Черниговского массива (Приазовье) как индикатор условий их кристаллизации // Мин. журн., 1991, т. 19. - №6. – с. 28-42.
 Кулешов В.Н. Изотопный состав и происхождение глубинных карбонатитов. – М.: Наука, 1986. – с. 5-123.
 Сафронова Г.П., Гаврилова Л.М. О карбонатитах Тикшеозерского массива (данные изотопного анализа кислорода карбонатитов). В кн. Металлогения Карелии. – Петрозаводск. – КФ АН СССР, 1982. – с. 161-167.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ДАЕК ВОЗНЕСЕНСКОГО РУДНОГО УЗЛА (ВРУ) В ПРИМОРЬЕ

Михайлов В.И.
СПбГУ, Санкт-Петербург

Объектом исследования являются породы дайкового комплекса и субэффузивные и эффузивные образования в пределах Вознесенского редкометального рудного узла в Приморье.

Изучение пород происходило на 5 объектах: Вознесенское месторождение, месторождение Пограничное, сопка Савченкова, сопка Топазовые риолиты и на поле Девоновых риолитов. Анализ проб производился с помощью методов ICP MS (15 проб) и спектрального количественного анализа на F (15 проб). На основании данных были построены спайдерграммы и графики распределения REE.



Рис.1. Спайдерграмма. Нормировано на примитивную мантию (по Sun & MacDonought, 1995).

Таблица.

	Карьер Вознесенский						Сопка Савченкова			
	BO3-5/05	BO3-7/05	Пр-11/04	Пр-30/04	Пр-47/04	Пр-49/04	Пр-14/04	Пр-15/04	Пр-18/04	Пр-20/04
F %	0,2	0,3	0,09	0,5	0,12	0,18	0,02	0,02	0,18	0,25

	Сопка Топазовыериолиты			Д риолиты	Пограничный
	Пр-39/04	Пр-40/04	Пр-42/04	Пр-58/04	Пр-7/04
F %	0,45	0,8	0,25	0,056	

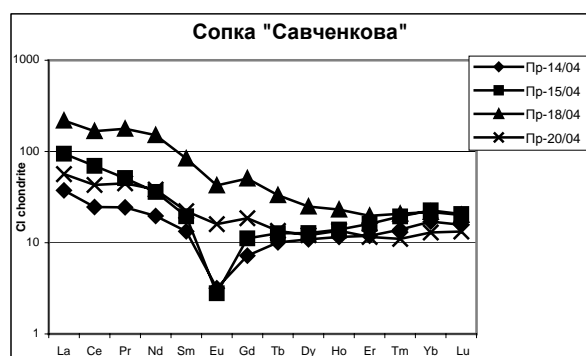


Рис. 2. График распределения REe. Нормировано на хондрит (по Haskin, 1984).

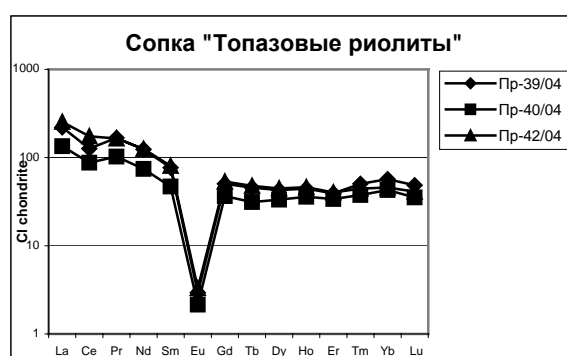


Рис.3. График распределения REe. Нормировано на хондрит (по Haskin, 1984).

Риолитовые породы из ближнего ареала ВРУ обогащены литофильными элементами и фтором в отличие от фоновых девоновых риолитов дальнего ареала. По геохимическому составу выделяются два типа. Исследованиями установлено, что сопка Топазовых риолитов сложена топаз-флюоритовыми риолитами с высоким содержанием флюорита, замещающим топаз. Для этих пород характерно высокое содержание РЗЭ (до 270 г/т), выраженная Eu-аномалия в отличие от пород сопки Савченкова (рис.2, рис.3).

К МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ ГРАНАТ-СЛЮДИСТЫХ СЛАНЦЕВ И АМФИБОЛИТОВ ПРОЯВЛЕНИЯ ВЫСОТА (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

Мышинская И.И., Бубнова Т.П.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск

Альмандин – типичный минерал гранатсодержащих кристаллических сланцев, образующихся при региональном метаморфизме глинистых пород; в связи с этим он используется в качестве минерала - индикатора в схеме региональной зональности прогрессивного метаморфизма пород подобного состава. Альмандин может образовываться за счет хлорита более низкой степени метаморфизма, хотя в таких хлоритах отношение FeO/MgO не всегда благоприятно для образования альмандина подобным способом. На более высоких ступенях метаморфизма альмандин может возникать при разложении слюды с образованием граната и калиевого полевого шпата, а также за счет реакции ставролита с кварцем, сопровождающейся кристаллизацией граната и кианита или силлиманита /Дир/.

В Карелии существует благоприятная геологическая ситуация, когда формируется гранат-альмандин в качестве одного из распространенных породообразующих минералов, что в определенных условиях влечет образование рудных тел с гранатом. За последние годы, помимо Тербеевского месторождения, выявлен ряд месторождений и рудопроявлений гранатсодержащих пород, представляющих интерес с точки зрения получения гранатового продукта. Расположены они, главным образом, на севере Карелии /Bubnova T, 2005/. Одним из таких объектов является проявление Высота. В целом участок имеет сложноскладчатую структуру, представленную перемежающимися сланцами и амфиболитами. Гранат здесь входит в минеральный парагенезис практически всех разновидностей горных пород (табл. 1). На отдельных участках встречаются прослои, содержащие до 60% граната.

Таблица 1. Минеральный состав различных типов гранатсодержащих пород проявления «Высота»

Минерал	Содержание, %								
	ставролит-кианит-гранатовый сланец			кианит-гранат-слюдистый сланец			гранатовый амфиболит		
	макс.	мин.	среднее	макс.	мин.	среднее	макс.	мин.	среднее
Гранат	35,50	13,40	21,50	29,70	13,20	20,35	16,00	12,00	13,8
Кианит	30,00	14,40	22,47	18,70	0,00	11,45	0,00	0,00	0,00
Ставролит	13,00	0,00	4,73	5,10	0,00	1,97	0,00	0,00	0,00
Кварц	47,50	31,70	42,00	61,20	41,20	49,67	24,00	8,10	12,2
Плагиоклаз	8,00	0,20	4,13	16,60	0,00	9,77	7,90	2,90	5,00
Мусковит	2,10	0,50	1,50	4,70	0,10	1,97	0,01	0,00	0,0005
Биотит	1,50	0,10	0,63	5,60	0,10	3,12	0,50	0,30	0,40
Рудные	4,20	1,20	2,33	1,50	0,20	0,92	0,70	0,00	0,50
Хлорит	0,40	0,10	0,27	0,10	0,10	0,10	0,50	0,10	0,30
Турмалин	0,20	0,00	0,07	0,60	0,00	0,22	0,00	0,00	0,00
Рутил	0,70	0,10	0,40	0,90	0,10	0,45	0,10	0,00	0
Карбонат	0,30	0,00	0,13	0,10	0,10	0,10	0,00	0,00	0,1
Амфибол	0,00	0,00	0,000	0,00	0,00	0,00	69,35	58,41	67,8

Петрографическое изучение шлифов показало, что в основном порода характеризуется порфиробластовой структурой (рис.1а), которая обусловлена наличием крупных зерен граната. Или пойкилопорфиробластовой (рис.1б) (в гранате присутствует множество мелких включений). Структура основной ткани - лепидогранобластовая (рис.2а) (характеризуется наличием в породе минералов изометричной и пластинчатой формы), или гранобластовая (рис.2б). Текстура сланцеватая (рис.3а) по биотиту, массивная (рис. 3б), или гнейсовидная (рис. 3в).

Наиболее распространенными породообразующими минералами являются гранат, кварц, плагиоклаз, биотит, ставролит, турмалин и кианит. Также могут присутствовать мусковит, рутил, хлорит, сфен, амфибол, апатит. Зерна граната по размерам варьируют от 0,2 мм до 1,5 см и более 1 (рис.4). Часть зерен сохранила идиоморфные формы (рис.4а, г), встречается также достаточно большое количество реликтовых зерен граната (рис. 4б). Отмечается присутствие в гранате многочисленных включений, которые как равномерно распределены по площади зерна, так и приурочены к определенным зонам. Наиболее часто среди них встречается кварц (иногда до 25%), а также биотит, плагиоклаз, рутил, амфибол, рудные, реже хлорит, мусковит.

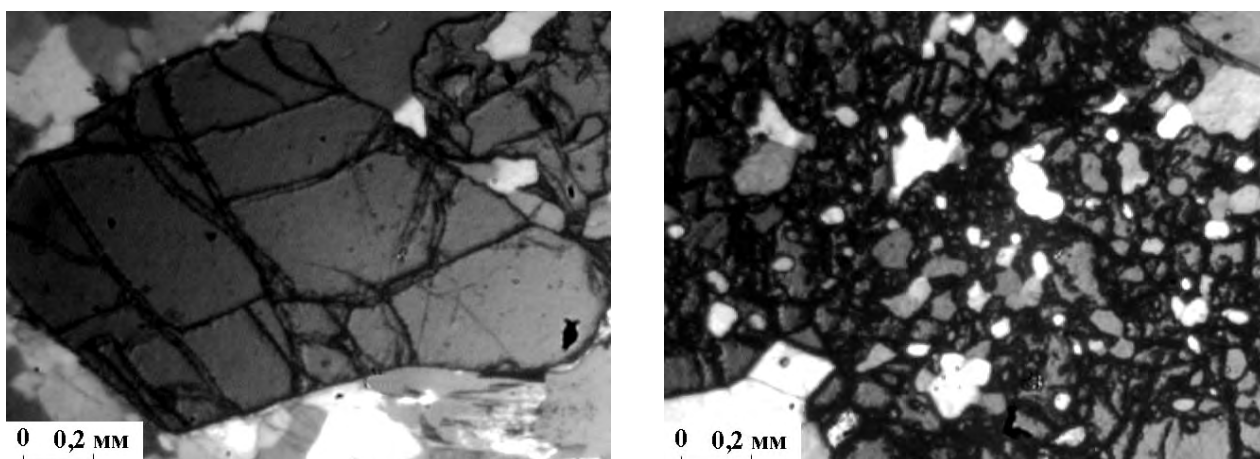


Рис.1. Структуры гранатосодержащих пород проявления Высота: а) порфировластовая, б) пойкилопорфировластовая

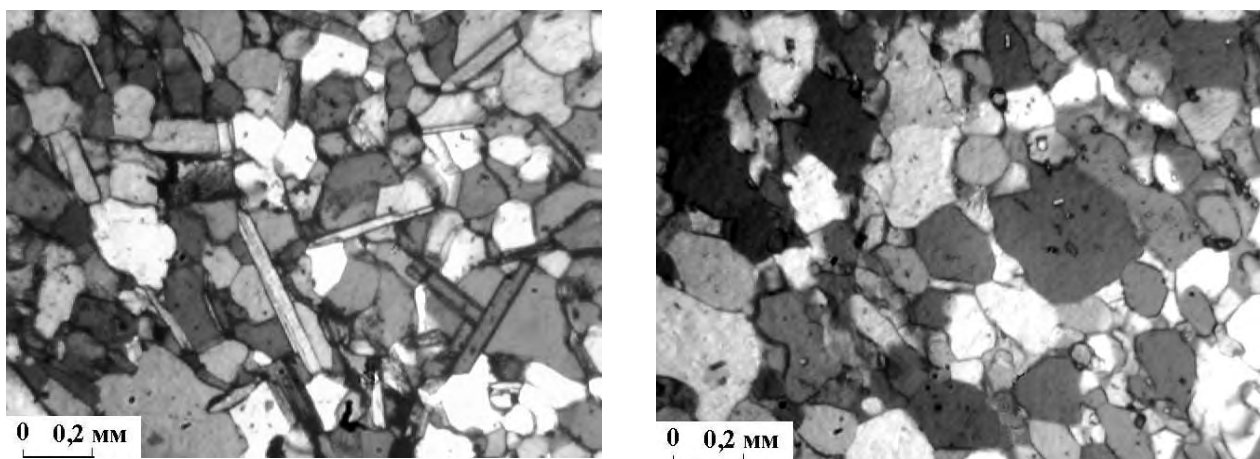


Рис.2. Структура основной ткани гранатосодержащих пород проявления Высота: а) лепидогранобластовая, б) гранобластовая

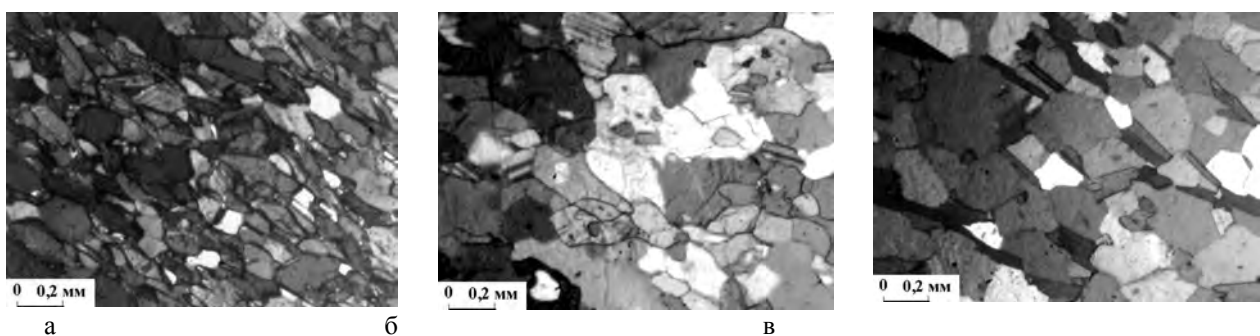


Рис. 3. Текстуры гранатосодержащих пород проявления Высота: а) сланцеватая, б) массивная, в) гнейсовидная

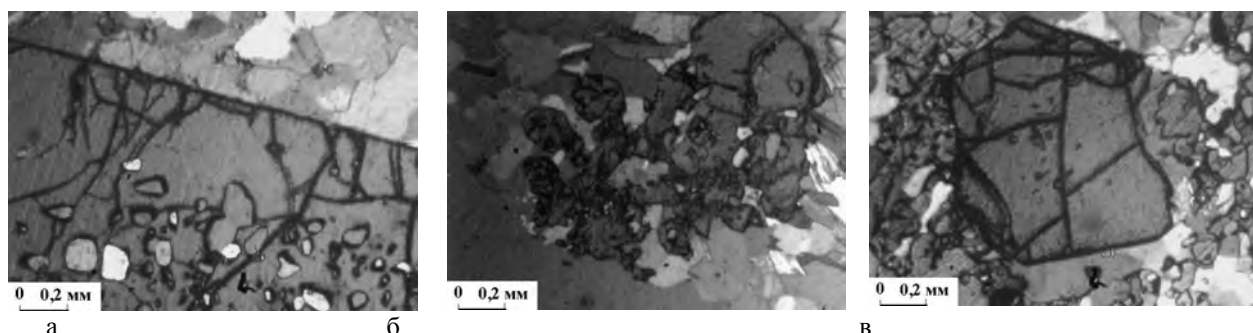


Рис. 4. Характеристика граната: а) близкая к идеальной грань крупного зерна граната из гранат-кианит-слюдистого сланца, б) реликтовое зерно граната в гранат-биотитовом сланце, в) небольшое зерно граната из гранат-кианит-слюдистого сланца разбитое трещинами.

Таблица 2. Состав основных породообразующих минералов проявления Высота-181

Минерал		Содержание оксидов, %						
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO
Гранат	Кианит-гранат-слюдистый сланец	39,90		20,71	31,88	0,62	3,09	6,18
	ставролит-кианит-гранатовый сланец	34,13		21,75	40,33	0,60	1,51	1,17
	Гранатовый амфиболит	37,24		20,93	28,04	2,31	2,39	8,75
Биотит	Кианит-гранат-слюдистый сланец	39,15	1,66	21,79	16,42		11,82	8,87
	Гранатовый амфиболит	38,85	1,99	20,23	17,81		11,71	8,84
Плагиоклаз	Кианит-гранат-слюдистый сланец	49,23		31,21	0,03			14,01
	Гранатовый амфиболит	59,51		24,14	0,01			6,51
Амфибол	Гранатовый амфиболит	43,24	0,69	15,75	20,75	0,07		11,45

По наличию в породах ставролита можно предположить, что РТ-параметры метаморфизма не превышали условий ставролитовой фации, о том же свидетельствует присутствие хлорита и голубовато-зеленые цвета плеохроизма амфибола. Присутствие в парагенезисах кианита свидетельствует о повышенных давлениях метаморфизма (кианит-ставролитовая субфация). Использование программы TPF позволило уточнить условия образования минералов с примерными интервалами температур – 554-580°C и давлений – 6-8 кБар. Расчет производился по минеральному парагенезису и составу отдельных минералов (табл.2).

ГЕОЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ, ГЕОХИМИЯ ПОРОД ВТОРОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ТОЛЩИ ПЕЧЕНГСКОЙ СТРУКТУРЫ

Нестеренко И.С.

АФ МГТУ, *Anatymy, ivan_nest@mail.ru*

В настоящее время Печенгская структура, видимо, является одной из наиболее изученных раннедокембрийских структур мира, что обусловлено наличием связанных с этой структурой крупных месторождений медно-никелевых руд, своеобразием ее геологического строения, обеспечившим ей приоритет перед остальными раннепротерозойскими структурами региона, а так же доступность и неплохая обнаженность. В последнее время господствует гипотеза о интракратонном рифтогенном происхождении Печенгской структуры (Предовский, 1987).

Печенгская структура представляет собой асимметричный синклиниорий площадью более 2000 км², северная часть которого (Северопеченгская структурно-формационная зона) является фрагментом вулканотектонической палеодепрессии, заполненной вулканогенно-осадочными породами Северопеченгского комплекса мощностью около 11 км; юго-западная часть палеодепрессии срезана Южнопеченгской структурно-формационной зоной - сублинейным шовным прогибом; мощность разреза супракрустальных пород Южнопеченгского комплекса достигает 5 км. На протяжении 850 млн. лет Северо- и Южнопеченгская зоны были ареной проявления мощного эффузивного и интрузивного магматизма; первая при этом формировалась в интервале 2550-1905 млн. лет, вторая - в интервале 1905-1700 млн. лет. Разрез супракрустальных пород Северопеченгского комплекса сложен вулканогенными и осадочными образованиями пяти надгоризонтов: сарио-

лия, нижнего ятулия, верхнего ятулия, людиковия и калевия. Вулканогенные и туфогенно-осадочные породы комплекса с размывом и угловым несогласием залегают на архейских гнейсах фундамента и снизу вверх разделяются на четыре мегаритма; в основании каждого мегаритма - осадочная свита, а в кровле - одна или две вулканогенные. Разрез комплекса формируют (снизу вверх): телевинская осадочная и маярвинская вулканогенная свиты сариолия, кувернеринйокская осадочная, пирттиярвинская и оршоайвинская вулканогенные свиты нижнего ятулия, лучломпольская туфогенно-осадочная и заполярнинская вулканогенная свиты людиковия, ждановская и ламмасская туфогенно-осадочные и матертская и суппваарская вулканогенные свиты калевия.

Нижнеятулийские породы в разрезе Северопеченгского подкомплекса представлены осадками кувернеринйокской и вулканитами пирттиярвинской свит. Пирттиярвинская свита в свою очередь состоит из собственно пирттиярвинской и оршоайвинской подсвит.

Наибольшей мощности (порядка 2000 м) вулканиты обеих вулканогенных подсвит, достигают в центральной части структуры; разрез вулканитов пирттиярвинской и оршоайвинской подсвит здесь приблизительно равны по мощности и разделены горизонтом туфоконгломератов и туфосланцев. Наиболее представительный разрез вулканитов пирттиярвинской свиты в районе г. Оршо-айви. В целом нижнеятулийские вулканиты формируют протяженную пикробазальт-ферробазальт-муджиерит-трахиандезит-трахидацитовую и контрастную ферробазальт-муджиерит-трахитовую формации (соответственно, пирттиярвинская и оршоайвинская свиты) (Смолякин, 1997). Породы второй вулканогенной свиты регионально метаморфизованы в условиях фации зеленых сланцев. Rb-Sr изохрона вулканитов пирттиярвинской свиты отвечает возрасту 2214 ± 54 млн. лет; $IR = 0.7035$ (Балашов, 1996).

Анализ второй вулканогенной свиты проведем на примере детального участка «Далекий». Участок «Далекий» расположен в 1,5 км к западу от оз. Лучломполо, на северном и южном склонах г. Оршо-айви. При картировании детального участка автором были выделены в нижних частях (в пределах оршоайвинской подсвиты) разреза довольно монотонные обнажения подушечных лав базальтового состава, которые хорошо фрагментированы (размер фрагмента («подушки») варьирует от 20-30 до 50-75 см. по длинной оси). Внутри каждого лавового фрагмента наблюдаются системы ортогональных трещин. Почти все подушечные фрагменты имеют северо-восточное простирание. Количество цементного материала незначительно (состав цемента - хлорит-кварцевый). Внутри лавовых фрагментов наблюдаются процессы обесцвечивания и выщелачивания цветных компонентов. Часто более массивная лава окружена миндалекаменными зонками. Миндалины, встреченные в пределах лавового потока, занимают порядка 35-40% от объема породы. Форма миндалин правильная, овальная. По составу выделяются следующие разновидности миндалин: кварцевые, хлоритовые, эпидотовые, кварц-хлоритовые, кварц-эпидотовые, реже кварц-хлорит-сульфидные и кварц-хлорит-слюдяные. Повсеместно встречаются обособления (каверны) кварц-карбонатного, кварц-полевошпат-карбонатного, эпидот-кварц-карбонатного, кварц-хлоритового (причем хлорит инкрустирует миндалины с периферии) материала. Карбонат, как в миндалинах, так и в кавернах, чаще всего либо частично, либо полностью выщелочен. Размеры данных обособлений достигают 5-10 сантиметров (в поперечнике). Также на протяжении всего выше упомянутого лавового покрова встречено большое количество жил. Жилы достаточно часто претерпевают раздувы. Мощность жил от первых сантиметров до 25-30 сантиметров. По составу выделяются следующие типы жил: кварцевые, эпидотовые, кварц-эпидот-карбонатные. В шлифах данная порода чаще всего имеет аповитрофировую структуру и миндалекаменную текстуру. Минеральный состав представлен: плагиоклазом, вулканическим стеклом, кварцем, рудным минералом (магнетитом), цирконом, хлоритом, эпидотом, биотитом, лейкоксенном. Плагиоклаз – встречаются в виде достаточно мелких кристаллов размером от 0,05 до 0,5 мм (средний размер зерен 0,25 мм). Форма кристаллов удлинённо-призматическая, лейстовидная. Нередко края зерен плагиоклаза изрезаны, часто наблюдаются изменения (сосюритизация, хлоритизация). Характерно хаотичное расположение минерала (неравномерное). Обладает хорошо выраженным двойниковым строением. Вулканическое стекло – непрозрачное (местами полупрозрачное), часто наблюдается замещение тонкозернистыми слюдистыми минералами. Кварц – встречается в миндалинах, которые занимают порядка 25% от площади шлифа, диаметр миндалин находится в пределах от 0,15 до 1,5 мм. Кварц имеет облачное погасание. Размер зерен колеблется в интервале от 0,05 до 0,5 мм. Часто наблюдается инкрустация кварцевых миндалин рудным минералом. Нужно отметить, что наблюдается две генерации кварца. Первая генерация – мелкозернистые (тонкозернистые) агрегаты (в среднем, размер менее 0,05 мм), и вторая генерация крупных перекристаллизованных индивидов (в среднем, размер составляет 0,5 мм). Рудный минерал (магнетит) – встречаются как мелкозернистые агрегаты, так и тонкодисперсный магнетит (пылевидный, едва различимый). Размер зерен от 0,05 до 2,5 мм (наиболее распространенный размер зерен от 0,15 до 0,4 мм). Форма неправильная, хотя изредка встречаются идиоморфные кристаллы. Необходимо отметить, что сплошная масса рудного минерала часто окаймляет кварцевые миндалины. Хлорит – встречается в миндалинах (максимальный диаметр миндалин 0,6 мм). Форма зерен неправильная, края минерала изрезаны. В шлифах имеет светло-зеленую окраску. Размер зерен от 0,05 до 0,4 мм. Эпидот – встречены мелкозернистые агрегаты. Размер зерен от 0,01 до 0,15 мм. Форма кристаллов вытянутая, правильная. Минерал бесцветный. Харак-

терны аномальные цвета интерференции. Часто встречаются случаи, когда эпидот развивается в пределах большего (по размеру) зерна кварца. Лейкоксен – представляет собой землистые мутно-коричневые агрегаты с нечеткими границами. Размер зерен от 0,05 до 0,15 мм. Данный минерал, по всей видимости, – продукт разрушения титанита. Биотит – представляет собой вытянутые (по длинной оси), шерстоватые зерна размером 0,15–0,5 мм. Форма зерен ксеноморфная. Циркон – встречаются единичные зерна. Форма циркона овальная. Размер зерен от 0,05 до 0,08 мм.

Далее по разрезу были обнаружены лавы андезибазальтового состава, которые хорошо фрагментированы (размер фрагмента («подушки») варьирует от 15–20 сантиметров до 0,5–1,5 метров в поперечнике). Встречены как мелкозернистые, так среднезернистые разности андезибазальтов. Порода имеет серо-зеленый цвет. Почти все подушечные фрагменты имеют северо-восточное простирание. В пределах данного обнажения получили распространение системы трещин преимущественно северо-восточного простирания. Миндалины и каверны в данном случае занимают примерно 25% от объема породы. Форма миндалин и каверн от овальных до неправильных. Упомянутые обособления в основном имеют кварцевый состав, хотя встречаются каверны, в которых эти образования инкрустированы с периферии карбонатом, а последний очень часто выщелочен. В шлифах андезибазальты чаще всего имеют микролитовитрофировую структуру, хотя встречаются шлифы с призматическизернистой, с признаками порфировой структуры, и миндалекаменную текстуру. Минеральный состав представлен: вулканическим стеклом, плагиоклазом, кварцем, рудным минералом (магнетитом), актинолитом, эпидотом, лейкоксом, хлоритом. Вулканическое стекло – непрозрачное, девитрифицированное. Почти повсеместно наблюдается развитие актинолита по стеклу. Плагиоклаз – размер зерен от 0,05 до 0,25 мм. Форма зерен неправильная с изрезанными краями. Наблюдаются двойники. Часто зерна плагиоклаза инкрустируются мелкой (едва различимой) массой рудного минерала. В шлифах же с призматическизернистой структурой плагиоклаз имеет размеры от 0,15 до 1,2 мм. Форма кристаллов удлинено-призматическая, лейстовидная. Выделяются гломеропорфировые обособления (порфировые вроски занимают примерно 5% от площади шлифов). Плагиоклаз в этих шлифах представлен олигоклаз-андезином. Кварц – встречается в жилах и миндалинах, диаметр миндалин находится в пределах от 0,2 до 0,5 мм. Размер зерен колеблется в интервале от 0,05 до 0,15 мм. Часто наблюдается инкрустация кварцевых миндалин рудным минералом. Рудный минерал (магнетит) – встречаются крупные зерна размером до 0,6 мм, но наиболее распространены зерна размером от 0,05 до 0,4 мм. Форма неправильная, хотя изредка встречаются идиоморфные (октаэдрической формы) индивиды. Необходимо отметить, что сплошная масса рудного минерала окаймляет кварцевые миндалины, зерна хлорита и плагиоклаза. Актинолит – почти повсеместно замещает вулканическое стекло. Образует длиннопризматические и игольчатые агрегаты. Размер индивидов от 0,05 до 0,4 мм. Эпидот – встречаются мелкозернистые агрегаты с высоким рельефом. Размер зерен от 0,05 до 0,3 мм. Форма вытянутая, правильная. Минерал бесцветный. Характерны аномальные цвета интерференции. Хлорит – встречается в миндалинах. Миндалины в основном округлой формы, хотя встречаются слегка деформированные миндалины. Форма зерен неправильная, с изрезанными краями. В шлифе имеет светло-зеленую окраску. Размер зерен от 0,1 до 0,45 мм. Почти всегда миндалины инкрустированы рудным минералом. Лейкоксен – представляет собой землистые мутно-коричневые агрегаты с нечеткими границами. Размер зерен от 0,05 до 0,25 мм. Данный минерал, по всей видимости, продукт разрушения титанита.

Выше по разрезу были закартированы выходы трахитов. Порода имеет светло-фиолетовый с розовым оттенком цвет. Лавы интенсивно трещиноваты. Наблюдается полосчатость, а также в пределах выходов трахитов обнаружено большое количество литофиз, сложенных тонкодисперсным магнетитом. Очень редко встречаются кварцевые жилы, мощностью первые десятки сантиметров. В шлифах данная порода имеет гиалиновую структуру. Минеральный состав представлен: вулканическим стеклом, плагиоклазом, рудным минералом (магнетитом), актинолитом. Плагиоклаз – встречаются достаточно мелкие кристаллы размером от 0,05 до 0,15 мм. Форма кристаллов удлинено-призматическая, лейстовидная. Нередко края плагиоклазов изрезаны. Обладает хорошо выраженным двойниковым строением. Вулканическое стекло – непрозрачное (местами полупрозрачное), часто наблюдается замещение тонкозернистыми слюдистыми минералами. Рудный минерал (магнетит) – встречаются мелкозернистые агрегаты, также широко распространен тонкодисперсный магнетит (пылевидный, едва различимый). Размер зерен от 0,01 до 0,5 мм (наиболее распространены зерна размером 0,25 мм). Форма неправильная, хотя изредка встречаются идиоморфные (октаэдрической формы) индивиды. Актинолит – в основном замещает вулканическое стекло. Образует длиннопризматические и игольчатые агрегаты. Размер индивидов от 0,05 до 0,4 мм.

Следующим по разрезу было подсечено тело трахиандезитового состава. Порода плотная, массивная на поверхности имеет зеленовато-голубой цвет. Зернистость трахиандезитов варьирует от тонкозернистой до среднезернистой. Порода насыщена многочисленными поперечными трещинами параллелепипедальной отделимости (азимут простирания 100° (северо-восток)). При продвижении дальше по разрезу обнаружены выходы интенсивно дислоцированных, перемятых, трещиноватых трахиандезитов. Жильные образования в пределах трахиандезитовых обнажений занимают не более 5% от объема породы, преобладают кварцевые жилы, но изредка встречаются жилы кварц-эпидот-карбонатного состава. Часто жилы претерпевают разду-

вы. Миндалины, встреченные в пределах трахиандезитовых обнажений, занимают порядка 10-15% от объема породы. Форма миндалин правильная, овальная. В основном преобладают кварцевые и яшмоидные миндалины. В шлифах данная порода имеет призматическизернистую структуру. Минеральный состав представлен: вулканическим стеклом, плагиоклазом, кварцем, рудным минералом (магнетитом), хлоритом. Вулканическое стекло – полупрозрачное, слабо девитрифицированное. Плагиоклаз – размер зерен от 0,05 до 1,5 мм. Форма кристаллов удлиненно-призматическая, лейстовидная. Обладает хорошо выраженным двойниковым строением. Центральная часть плагиоклаза насыщена вростками и замутнена, по всей видимости, из-за соскюритизации. Плагиоклаз в шлифах представлен альбит-олигоклазом. Кварц – встречен в жилах и миндалинах. Размер жил до 3 см. в длину и 0,25 мм в ширину. Миндалины имеют округлую форму, и в среднем занимают примерно 10% от площади шлифа. Средний диаметр миндалин 0,4 мм. Кварц имеет облачное погасание. Размер зерен колеблется в интервале от 0,05 до 0,15 мм. Рудный минерал (магнетит) – встречаются как мелкозернистые (пылевидные) кристаллы, так и индивиды магнетита крупного размера. Размер зерен от 0,01 до 0,4 мм. Форма неправильная, хотя встречаются идиоморфные (октаэдрической формы) индивиды. Хлорит – встречается достаточно редко. Форма зерен неправильная, с изрезанными краями. В шлифе имеет светло-зеленую окраску. Размер зерен от 0,05 до 0,2 мм.

Далее по разрезу были встречены обнажения трахиандезитов и миндалекаменных базальтов, которые переходят в монотонные, массивные базальты. Внешне и петраграфически перечисленные породы идентичны породам, описанным выше. Затем обнаружено обнажение туфоконгломератов, которые разделяют оршо-айвинскую и пирттиярвинскую подсвиты. Порода имеет светло-серый цвет. Обломки представлены трахидацитами и трахиандезитами. Размер гальки варьирует от 2 до 5 сантиметров (в диаметре). Обломки погружены в среднезернистый трахиандезитовый туфовый материал. Слоистость туфоконгломерата имеет северо-западное простирание. Вслед за туфоконгломератами были обнаружены незначительные выходы андезибазальтов. Андезибазальты идентичны описанным выше.

Затем по разрезу было подсечено довольно протяженное тело трахидацитового состава. Порода плотная массивная со сложной флюидальной текстурой. Наблюдается достаточно характерная полосчатость (темные полосы (магнетитового состава) мощностью 2-3 сантиметра). Полосчатость имеет юго-западное простирание. Присутствует довольно большое количество кварцевых жил примерно 15-20 % от объема пород. Довольно широко распространена параллелепипедальная отдельность, которая, как и кварцевые жилы имеет юго-западное простирание. Также в пределах трахидацитового тела выделяются литофизы имеющие линзовидную или линзовидноискаженную форму. Размер литофиз от 2-3 до 25-30 сантиметров. В шлифах данная порода имеет апо-витрофировую, реже криптофельзитовую структуру. Минеральный состав представлен: вулканическим стеклом, плагиоклазом, кварцем, рудным минералом (магнетитом), хлоритом, эпидотом. Вулканическое стекло – полупрозрачное, слабо девитрифицированное. Плагиоклаз – размер зерен от 0,1 до 0,3 мм. Форма кристаллов удлиненно-призматическая, лейстовидная. Обладает хорошо выраженным двойниковым строением. Центральная часть плагиоклаза насыщена вростками и замутнена, по всей видимости, из-за соскюритизации. Кварц – зерна неправильной формы, нередко изрезаны по краям. Размер зерен кварца колеблется в интервале от 0,02 до 0,45 мм. Минерал имеет облачное погасание. Кварц слагает миндалины и жилы. Форма миндалин округлая до эллипсоидальной. Местами наблюдаются деформированные миндалины. Преобладающий размер миндалин от 0,3 до 0,45 мм. Миндалины повсеместно инкрустируются сплошной массой пылевидного рудного минерала. Обнаружено несколько жил, сложенных кварцем (средний размер зерен кварца в жилах 0,25 мм). Рудный минерал (магнетит) – встречаются мелкозернистые агрегаты, также широко распространен тонкодисперсный магнетит (пылевидный, едва различимый). Размер зерен от 0,01 до 0,5 мм. Форма неправильная, хотя нередко встречаются идиоморфные (октаэдрической формы) индивиды. Рудный минерал повсеместно инкрустирует кварцевые миндалины. Размер зерен, при этом менее 0,01 мм. Хлорит – форма зерен неправильная, края минерала изрезаны. В шлифе имеет светло-зеленую окраску. Размер зерен от 0,1 до 0,4 мм. Кроме того, встречены прожилки хлоритового состава. Встречены миндалины (средний размер 0,6 мм) хлорит-кварцевого состава (кварц находится в центральной части миндалин), нередко такие миндалины включают более мелкие зерна эпидота. Эпидот – встречены агрегаты различной формы и размера. Размер зерен от 0,02 до 0,45 мм. Форма кристаллов вытянутая, правильная. Минерал бесцветный. Характерны аномальные цвета интерференции.

Следующим по разрезу было закартировано лавовое тело трахиандезитового состава, в котором встречены меньшие по мощности тела трахидацитового состава. Заканчивает разрез пирттиярвинской подсвиты в районе западного склона горы Оршо-айви довольно монотонные тела миндалекаменных андезибазальтов. Внешне и петраграфически перечисленные породы идентичны породам описанным выше.

Для анализа геохимии пирттиярвинской свиты были использованы порядка 115 химических анализов. Все химические анализы были нанесены на соответствующие диаграммы CIPWD (Дубровский, 2003). Породы второй вулканогенной толщи на классификационной диаграмме горных пород железо-магнезиального ряда на уровне групп и рядов в большинстве своем попали в кварцнормативную группу, хотя порядка 10 анализов оказались в оливиннормативной группе. Все проанализированные породы варьируют от низко щелочного ряда до ряда нормальной щелочности. На диаграмме соотношения типа щелочности с номером плагиок-

лаза и содержанием плагиоклаза отчетливо видно, что породы второй вулканогенной толщи имеют натровый уклон. На другой же части диаграммы хорошо видно, что базальты попали в поле мезократовых пород, все остальные породы попали в поле лейкократовых разновидностей. В свою очередь нужно отметить, что базальты оршоайвинской подсветы попадают в поля гавайитов, а базальты пирттиярвинской подсветы - попадают в поля собственно базальтов. Исходя из диаграммы Мияширо, породы пирттиярвинской свиты имеют магний-натровый уклон, за исключением базальтов обеих подсвет и ферропикритов. Также большинство пород свиты попали в поле толеитовой серии. Исключением стали базальты пирттиярвинской подсветы и трахидациты оршоайвинской подсветы, которые попали в поля известково-щелочной серии. Далее, перейдем непосредственно к классификационным диаграммам CIPWD на уровне родов и индивидов для кварцнормативных пород. Как уже упоминалось, практически все породы попали в области мезократовых и лейкократовых пород, исключением стали андезибазальты обеих подсвет, которые попали в поле меланократовых пород. В принципе все исследуемые породы попали в соответствующие их названиям области. В заключении хотелось бы упомянуть, что базальты обеих подсвет попали в поля базальтов, т.е. базальты оршоайвинской подсветы - в поля клинопироксеновых и двупироксеновых, а базальты пирттиярвинской подсветы - в поля ортопироксеновых и двупироксеновых пород.

ЛИТЕРАТУРА

- Предовский А.А., Мележик В.А., Болотов В.И., Скуфьин П.К. и др. Вулканизм и седиментогенез докембрия северо-востока Балтийского щита. Л.: Наука, 1987, 185 с.
- Смолюкин В.Ф. Магматизм раннепротерозойской (2.5-1.7 млрд. лет) палеорифтогенной системы, Северо-Запад Балтийского щита // Петрология, 1997, т. 5, № 4. С. 394-411.
- Балашов Ю.А. Геохронология раннепротерозойских пород Печенгско-Варзугской структуры. // Петрология, 1996, т. 4, № 1. С. 3-25.
- Дубровский М.И. Комплексная классификация магматических горных пород. Мурманск, Изд. МГТУ, 2003. С. 187.

ВОЗРАСТ РУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В ПОРОДАХ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОГО ФЕДОРОВО-ПАНСКОГО МАССИВА ПО ДАННЫМ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА

Ниткина Е.А., Жавков В.А., Апанасевич Е.А., Баянова Т.Б.

ГИ КНЦ РАН, nitkina@rambler.ru

Кольский полуостров является одной из уникальных геологических провинций в России и мире, где выявлены крупнейшие месторождения платины и палладия (Митрофанов, 2005). Рудосодержащие породы Федорово-Панского расслоенного массива являются частью новой Кольской платинометалльной провинции России (Додин и др., 2000).

Объект исследования - Федорово-Панская интрузия - располагается в центральной части Кольского полуострова и является одной из 15 главных раннепротерозойских расслоенных интрузий, залегающих на границе между раннепротерозойскими вулканогенно-осадочными рифтовыми сериями и архейскими гнейсами фундамента.

Целью работы было установить новые прецизионные изотопные U-Pb возраста по циркону для основных типов пород расслоенного разреза Федоровотундровского и Западно-Панского блоков в платинометалльном Федорово-Панском массиве, с целью определения последовательности и длительности формирования пород и времени образования рудной минерализации.

Интрузив разбит серией разломов юго-западного и северо-восточного направлений на четыре блока (рис. 1). Основными блоками с запада на восток являются: Федоровский, Ластьяврский, Западно-Панский и Восточно-Панский, которые смещены относительно друг друга. Самый западный, Федоровский блок, вмещающий промышленное месторождение вкрапленных Cu-Ni сульфидных и Pt-Pd руд в своей базальной части разреза, протягивается с северо-запада на юго-восток на 15 км по простиранию.

В строении интрузива снизу вверх по геологическим наблюдениям выделяются восемь зон (Докучаева, 1994; Борисова и др., 1999; Shissel et al., 2002; Корчагин и др., 1994): Нижняя краевая зона; Такситовая габбро-норитовая зона выявлена только в Федоровском блоке и в западной части Ластьяврского блока; Норитовая зона, Габбро-норитовая зона; Нижний расслоенный горизонт (НРГ; Зона габбро; Верхний расслоенный горизонт (ВРГ) и Верхняя габбровая зона.

На основе полученных ранее изотопно-геохронологических данных был сделан вывод, что в Федорово-Панском расслоенном массиве ранние порции магмы внедрились и закристаллизовались в интервале 2501-2470 млн. лет назад, а последние порции магмы, связанные с анортозитами, имеют возраст 2447 млн. лет (Баянова, 2004). Из керн скважин в Федоровском блоке на U-Pb датирование автором были отобраны пробы пород, относящиеся, по геологическим данным, к разным этапам его формирования (рис. 3): из ксенолитов ранней безрудной фазы - ортопироксенитов (F-3), из рудного габбро-норита (F-2) зоны Такситовых габбро-норитов, а также из оливинового габбро главной Габбро-норитовой зоны (F-4).

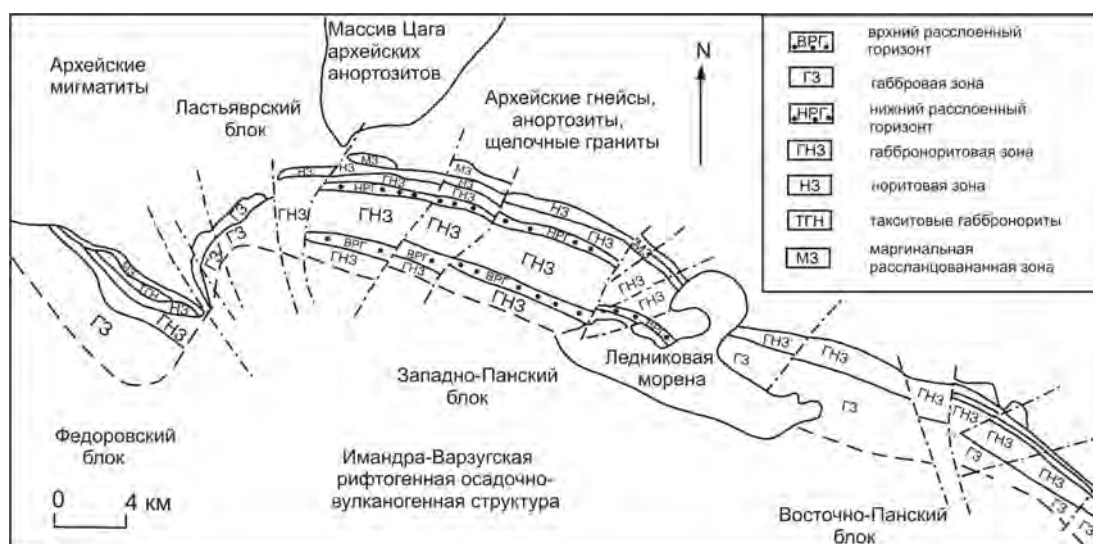


Рис. 1. Схема геологического строения платиноносного расслоенного Федорова-Панского массива (Митрофанов, 2005).

Из пробы ортопироксенитов (F-3) весом 42 кг было выделено 12 мг концентрата циркона. Четыре популяции циркона были вручную отобраны под бинокулярным микроскопом на U-Pb датирование. Для призматических темно-коричневых цирконов первого типа, размером от 150 до 200 мкм, был применен метод ступенчатого двухстадийного растворения, при котором первая порция сливается и анализируется только вторая. Это первая точка (рис. 2). Вторая точка – это темно-коричневые прозрачные кристаллы размерами до 200 мкм призматического облика, третья – светло-коричневые призматические кристаллы до 150 мкм, четвертая – розовый светлый циркон до 150 мкм. Отношения Pb^{206}/Pb^{208} меняются от 1,24 до 1,97. Концентрации урана варьируют от 100 до 600 ppm на U-Pb диаграмме дискордия, построенная по четырем фигуративным точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2526 ± 6 млн. лет, СКВО=1.70 (рис. 2, табл. 1). Возраст интерпретируется временем кристаллизации ортопироксенита.

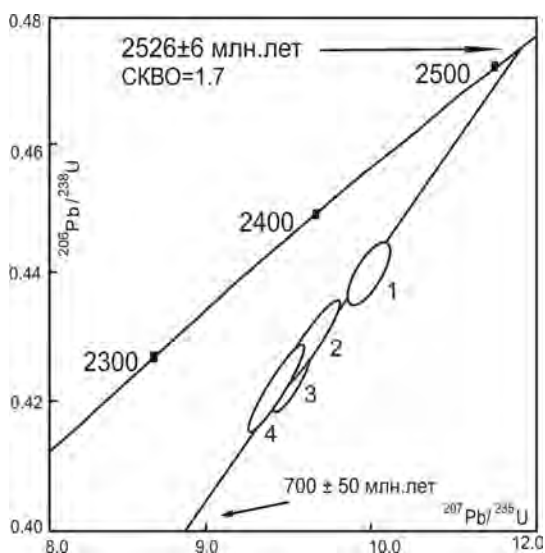


Рис. 2. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из ортопироксенита (F-3) Федоровского блока.

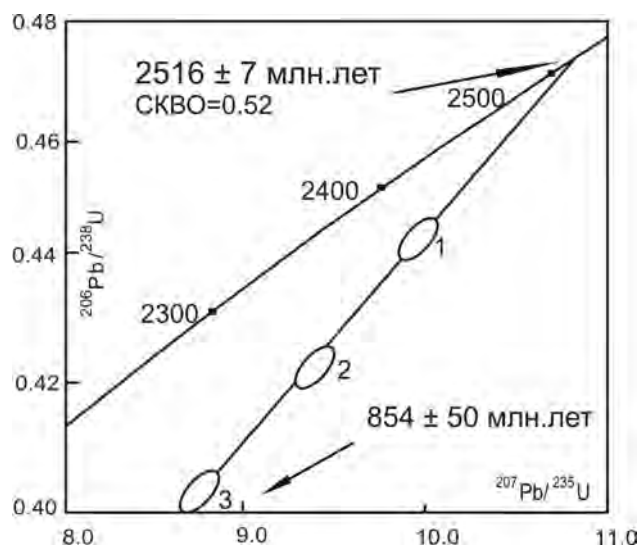


Рис. 3. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из оливинового габбро (F-4) Федоровского блока.

Из пробы (F4) весом 57 кг – оливиновое габбро – было сепарировано 110 мг концентрата циркона, из которого на U-Pb датирование вручную было отобрано три популяции циркона: первая – это темно-коричневые прозрачные кристаллы, размером до 350 мкм, призматического облика; вторая – это светло-коричневые, призматические, прозрачные кристаллы, размером до 200 мкм и их обломки, третья представлена светло-коричневыми, непрозрачными, трещиноватыми, призматическими кристаллами разме-

ром до 200 мкм. Отношения в этой пробе Pb^{206}/Pb^{208} равны 3,55-3,82 и концентрации урана – 1320-1350 ppm. Изотопный U-Pb возраст этих трёх популяций цирконов равен 2516 ± 7 млн. лет, СКВО=0.52 (рис. 3, табл. 1). Полученный возраст характеризует время кристаллизации нижней главной габбро-норитовой части Федоровского тела.

Таблица 1. Изотопные U-Pb данные для циркона из разных блоков расслоенного платинометалльного Федорово-Панского массива

№ п/п	Навес ка, мг	Содержание, ppm		Изотопный состав свинца ¹			Изотопные отношения и возраст, млн. лет ²			Rho ³
		Pb	U	$\frac{^{206}Pb}{^{204}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{207}Pb}$	$\frac{^{206}Pb}{^{208}Pb}$	$\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$	$\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$	$\frac{^{207}Pb}{^{206}Pb}$	
Ортопироксениты (F – 3), Федоровский блок										
1	0.75	48.0	60.9	325	4.9191	1.3039	10.0461	0.44249	2504	0.82
2	0.80	374.0	598.6	4588	6.0459	1.9650	9.6782	0.43153	2484	0.91
3	0.85	410.2	630.2	4521	6.0281	1.6592	9.5667	0.42539	2488	0.92
4	1.00	271.0	373.1	2552	5.9916	1.2393	9.4700	0.42406	2476	0.91
Оливиновые габбро (F – 4), Федоровский блок										
1	1.80	725.3	1322.8	14649	6.1121	3.8177	10.0132	0.44622	2484	0.75
2	2.00	731.3	1382.8	8781	6.1522	3.5517	9.4306	0.42454	2467	0.74
3	1.95	680.9	1374.0	7155	6.2645	3.6939	8.7401	0.40155	2433	0.78
Рудные габбро-нориты (F-2), Федоровский блок										
1	0.30	498.0	833.4	2081	5.9502	2.2111	9.49201	0.42493	2477	0.71
2	0.65	513.8	932.2	5274	6.1519	2.6371	9.1373	0.41378	2458	0.73
3	0.55	583.2	999.3	3194	6.1132	2.0528	8.9869	0.40832	2452	0.72
4	0.80	622.5	1134.5	4114	6.1161	2.1914	8.6638	0.39165	2460	0.71
Габбро-нориты (SN-8), Западно-Панский блок										
1	0.65	287.1	427.9	746	5.5155	2.2467	10.6619	0.46941	2505	0.71
2	0.55	265.1	394.2	1365	5.7765	2.0557	10.5105	0.46506	2496	0.73
3	0.80	273.2	410.6	2212	5.9155	2.0701	10.4544	0.46413	2490	0.74
Рудовмещающие меланократовые нориты (SN-6), Западно-Панский блок										
1	1.15	258.9	394.7	2071	5.8776	2.0621	10.3265	0.45648	2498	0.81
2	1.30	220.3	315.1	1454	5.7840	1.6671	10.2531	0.45272	2500	0.73
3	1.50	252.9	366.4	2259	5.9108	1.7031	10.2158	0.45283	2493	0.81
4	0.90	198.6	303.4	1045	5.6771	1.8809	9.9219	0.43843	2499	0.73
¹ Все отношения скорректированы на холостое загрязнение 0.1 нг по Pb и 0,04 нг по U и масс-дискриминацию 0.12±0.04%.										
² Коррекция на примесь обыкновенного свинца произведена на возраст по модели (Stacey&Kramers, 1975).										
³ Rho – коэффициент корреляции по U-Pb осям.										

В пробе рудного габбро-норита (F-2) весом 67 кг, содержащего основную промышленную сульфидную (Cu, Ni) и платинометалльную (Pt, Pd, Rh) минерализацию, из концентрата циркона весом 14 мг на изотопное U-Pb датирование были вручную отобраны четыре популяции циркона. Фигуративные точки светлых прозрачных, размерами до 250 мкм зерен (№ 1), крупных до 350 мкм темно-коричневых кристаллов призматического облика (№2), розовых, призматических, слабо трещиноватых, до 300 мкм цирконов (№3) и светло-коричневых, призматических, трещиноватых, до 300 мкм цирконов (№4) на U-Pb диаграмме (рис. 4, табл. 1) образуют дискордию с верхним пересечением с конкордией, равным 2485 ± 9 млн. лет, СКВО=1.2. Концентрации урана меняются от 800 до 1100 ppm, а отношения Pb^{206}/Pb^{208} – от 2,05 до 2,64. Полученный новый U-Pb возраст для рудовмещающего габбро-норита пробы F2 интерпретируется временем кристаллизации породы.

В Западно-Панском блоке автором на изотопное U-Pb датирование пробы были отобраны из пород центральной части массива – габбро-нориты (SN-8) участка и из придонных оруденелых норитов (SN-6) участка.

Проба SN-8 отобрана из тех же обнажений безрудных пойкилитовых габбро-норитов, где была ранее получена U-Pb датировка по цирконам в $2491 \pm 1,5$ млн. лет (Баянова, 2004). Из этой пробы весом 50 кг был выделен концентрат циркона весом 8 мг. Из пробы вручную под

бинокулярным микроскопом были отобраны три популяции циркона с алмазным блеском: первая и вторая – крупные темно-коричневые кристаллы, размером 150 мкм, призматического облика, третья – обломки этих же кристаллов. Концентрация урана в пробах составляет 390-410 ppm. Отношения Pb^{206}/Pb^{208} разных типов циркона изменяются от 2,06 до 2,25. Все три координаты точек на U-Pb диаграмме находятся на конкордии в пределах ошибок измерений. Новый U-Pb возраст по трем изученным цирконам равен 2496 ± 7 млн. лет, СКВО=0.95 (рис. 5, табл. 1).

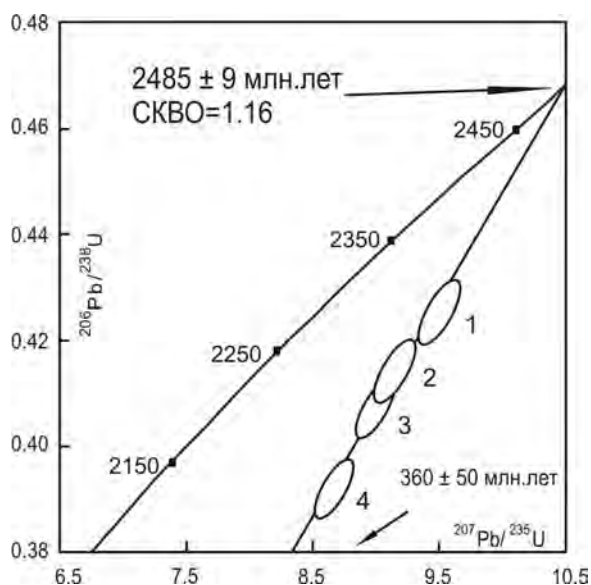


Рис. 4. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из рудного габбро-норита (F-2) Федоровского блока.

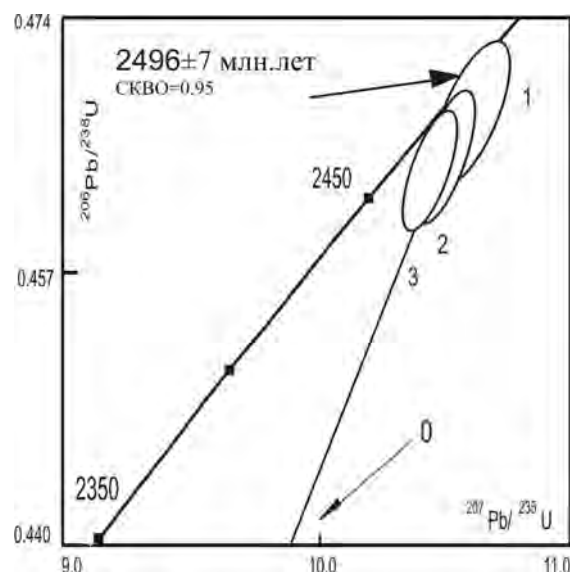


Рис. 5. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из габбро-норита (SN-8) Западно-Панских тундр

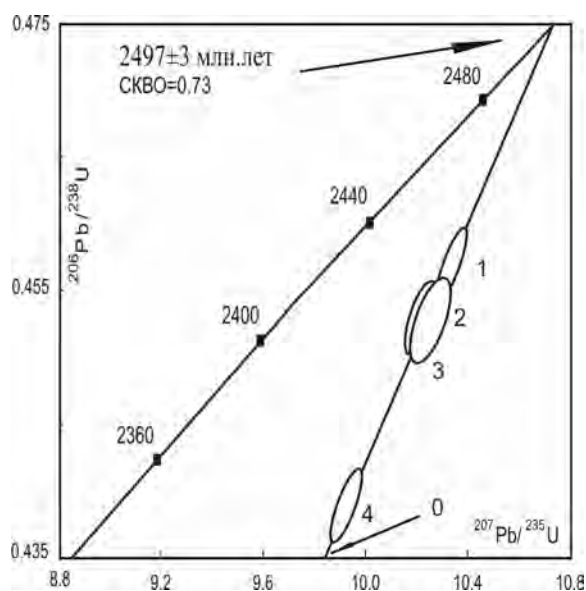


Рис. 6. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из рудовмещающего меланократового норита (SN-6) Западно-Панских тундр

Проба весом 60 кг рудовмещающего меланократового норита SN-6 была отобрана из нижнего эндоконтакта пород Западно-Панского блока, содержащего Cu-Ni и Pt-Pd минерализацию. При сепарации было выделено 18 мг концентрата циркона, из которого на U-Pb датирование было вручную отобрано четыре популяции наименее измененного циркона: первая и четвертая - коричневые кристаллы размерами до 150 мкм, с алмазным блеском и их обломки, вторая и третья - темно-коричневые кристаллы до 200 мкм и их обломки. На изотопной U-Pb диаграмме дискордия, построенная по четырем точкам, имеет верхнее пересечение с конкордией, равное 2497 ± 3 млн. лет, при SKBO=0.73 (рис. 6, табл. 1). Изменение концентрации урана в разных типах зерен цирконов составляет от 300 до 390 ppm, а отношений Pb^{206}/Pb^{208} - от 1,68 до 2,06. Полученный возраст рассматривается как время кристаллизации оруденелых норитов.

Получены новые U-Pb возраста: ранней безрудной фазы - 2526-2516 млн. лет - и рудной фазы в Федоровском блоке - 2485 ± 9 млн. лет и придонных сульфидсодержащих норитов Западно-Панского блока - 2497 ± 3 млн. лет. Результаты этой работы подтверждают большую длительность формирования интрузива более 70 млн. лет.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 04-05-64179, НШ-2305.2003.05, Фонда содействия отечественной науке.

ЛИТЕРАТУРА

- Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. С.-Пб.: Наука, 2004, 174 с.
- Додин Д.А., Чернышев Н.М., Яцкевич Б.А. Платинометальные месторождения России. СПб.: Наука. 2000. 755 С.
- Борисова В. В., Дубровский М. И., Карпов С. М., Борисов А. Е., Реженева С. А. Петрология панского расслоенного интрузива (Кольский полуостров) с позиции парагенетического анализа // Записки Всероссийского минералогического общества. 1999. №3. с. 31-49.
- Докучаева В.С. Петрология и условия рудообразования в Федорово-панском интрузиве // Геология и генезис месторождений металлов. М.: Наука, 1994, с. 87-100.
- Корчагин А.У., Бакушкин Е.М., Виноградов Л.А. и др. Геологическое строение нижней краевой зоны массива Панских тундр и ее платинометальное оруденение // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. Н.:Наука. 1994. с. 100-106.

Митрофанов Ф.П. Новые виды минерального сырья Кольской провинции: открытые и перспективы. // Смирновский сборник – 2005. Москва. 2005. С. 39-54.

Schissel D., Tsvetkov A. A., Mitrofanov F. P., Korchagin A. U. Basal Platinum-Group Element Mineralization in the FedorovPansky Layered Mafic Intrusion, Kola Peninsula, Russia // Economic geology. Vol. 97. 2002. P. 1657-1677.

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.

ВЕРХНЕМАНТИЙНЫЕ КСЕНОЛИТЫ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ И ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ ПРИБАЙКАЛЬЯ: ПЕТРОГРАФИЯ, ГЕОХИМИЯ, ПРОЦЕССЫ ПЛАВЛЕНИЯ

Пестриков А.А.

ГГУП СФ «Минерал», Санкт-Петербург

Целью данной работы было выяснить: различается ли состав мантии по степени деплетированности ее магмофильными, редкими и редкоземельными элементами и одинаковы ли термальные режимы в мантии под архейскими кратонами в фундаменте Восточно-Сибирской платформы (Якутская кимберлитовая провинция - ЯКП) и в пределах фанерозойского Центрально-Азиатского складчатого пояса (Витимское плато - ВП).

Исследованы две коллекции верхнемантийных ультраосновных ксенолитов – ксенолиты, вынесенные щелочными базальтами ВП и кимберлитами трубок Удачная и Обнаженная (ЯКП).

Определение химического состава пород ксенолитов было произведено в химической лаборатории Санкт-Петербургского Горного института рентгено-флюорисцентным методом. Определение содержания редких и РЗЭ производилось в ЦИИ ВСЕГЕИ методом ICP MS. Для анализа были отобраны неизмененные образцы ксенолитов, которые очищались от кайм и жилок вмещающих щелочных базальтов и кимберлитов.

Химический состав минералов определялся микрозондовым методом в лаборатории ИГГД РАН на приборе LINK AN 1000 при ускоряющем напряжении 15 кВ с силой тока 0,4 - 0,5 мА и диаметром электронного пучка 2 – 5 мкм.

Валентное состояние железа и его распределение в структуре гранатов изучено методом Мессбауэровской спектроскопии в лаборатории ИГГД РАН.

Для оценки Р-Т условий образования глубинных ксенолитов в данной работе использовался гранат-ортопироксеновый термометр (Никитина, Иванов, 1992). Термометр, основан на обменной реакции $MgSiO_3 + FeAl_{2/3}SiO_4 = FeSiO_3 + MgAl_{2/3}SiO_4$ и зависимости распределения железа между минералами от температуры, концентрации железа в ромбическом пироксене и кальция в гранате. Барометр, основан на зависимости растворимости Al в структуре ромбического пироксена, находящегося в равновесии с гранатом, от давления.

Породообразующими минералами пород ксенолитов являются форстерит, энстатит, диопсид, пироп и, в некоторых случаях, герцинит. В качестве аксессуарных минералов присутствуют хромит, пентландит, ильменит и титаномagnetит.

Исходя из вариаций минерального состава и структурно-текстурных особенностей выделено несколько характерных групп пород:

- Пироксениты
- Лерцолиты
- Гранатовые лерцолиты
- Гранат-шпинелевые лерцолиты
- Катаклазированные гранатовые лерцолиты

На диаграмме MgO/SiO_2-SiO_2 (рис.1) фигуративные точки ксенолитов из базальтов ВП располагаются вблизи примитивной мантии (ПМ). Ксенолиты из кимберлитов ЯКП располагаются вдоль тренда (Walter, 1998) отражающего изменение состава рестита при возрастании степени плавления пиролита с образованием расплава коматитового состава.

1 – ЯКП (тр. Удачная); 2 – ВП; 3 – состав ПМ (Taylor, McLennan, 1985; McDonough, Sun, 1995; Allegree, 1995); 4 – состав пиролита (Walter, 1998); 5 – реститовый тренд (Walter, 1998).

Такие данные свидетельствуют о различной степени плавления верхней мантии в пределах данных регионов. Это подтверждается результатами расчета степени плавления первичного субстрата (Глебовицкий и др., 2005 г.), которые выполнены с использованием уравнения (Takazawa et al., 2000), полученного на основе экспериментальных данных по плавлению перидотитов:

$$F, \% = (-1.54 + 0.0407MgO) \cdot 100, \text{ (при } p = 3.0 \text{ ГПа).}$$

Для большинства ксенолитов ВП характерны значения степени плавления в пределах от 0 до 10%, в то время как для большинства ксенолитов ЯКП – более 20%.

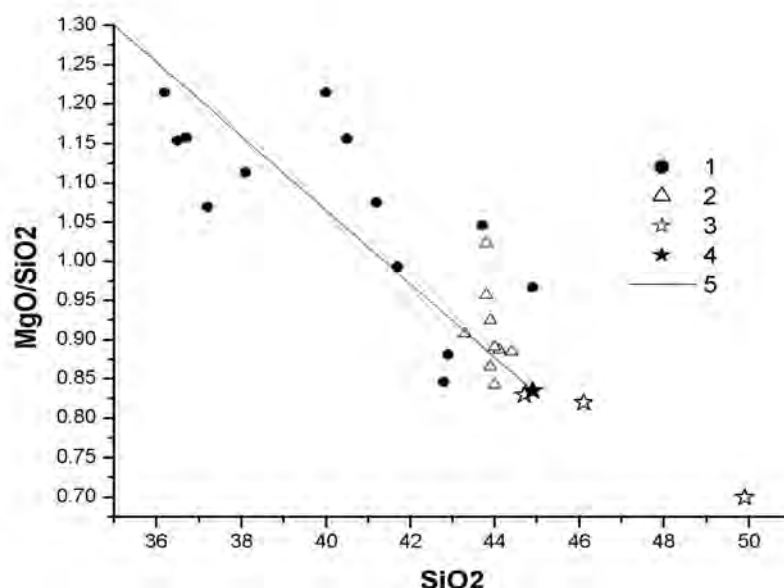


Рис.1. Диаграмма MgO/SiO_2 - SiO_2 (мас. %) состава ксенолитов:

Диаграммы содержания РЗЭ (рис.2), нормированного к ПМ (Taylor, McLennan, 1985), показывают существенное различие между ксенолитами из щелочных базальтов ВП и ксенолитами из кимберлитов ЯКП.

По содержанию РЗЭ среди ксенолитов ВП выделяется две группы. Ксенолиты из первой существенно обогащены легкими РЗЭ и наиболее близки к ПМ по содержанию средних и тяжелых. Вторая группа деплетирована средними и тяжелыми, но содержание легких РЗЭ очень близко к содержанию в ПМ.

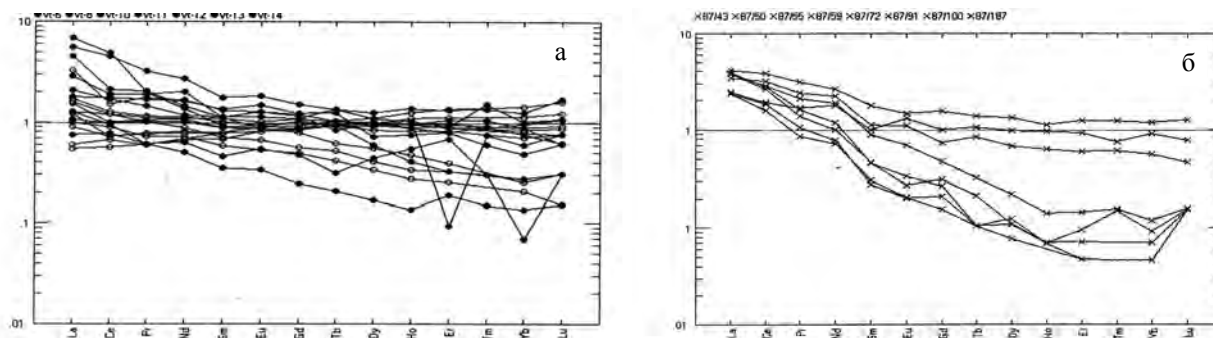


Рис.2. Содержание РЗЭ в ксенолитах ВП (а) и ЯКП (б).

Ксенолиты ЯКП также можно разделить на две группы, существенно различающиеся между собой содержанием РЗЭ. Ксенолиты первой группы имеют резко ассиметричный характер распределения и деплетированы средними и тяжелыми РЗЭ. Вторую группу составляют ксенолиты, близкие к составу ПМ по средним и тяжелым РЗЭ, но относительно обогащенные легкими.

Исследована зависимость содержания РЗЭ от величины отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ (рис.3), которое отражает степень деплетированности пород. Величина отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ равная 0,104 соответствует ПМ (Taylor, McLennan, 1985).

Содержание La, Ce, Pr и Nd практически не зависит от отношения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}$, а содержание средних и тяжелых РЗЭ, начиная с Sm, имеет близкую к линейной отрицательную зависимость от этого отношения. Ксенолиты из щелочных базальтов ВП имеют значения $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ в пределах 0,042 – 0,140, в то время как для ксенолитов ЯКП это отношение находится в пределах 0,005 – 0,127. При этом фигуративные точки ксенолитов ВП располагаются около точки ПМ, а большинство ксенолитов ЯКП деплетированы как Al_2O_3 , так и соответствующим редкоземельным элементом.

На основе данных о составе граната и ромбического пироксена определены температуры и давления образования для имеющихся образцов ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов (рис.4).

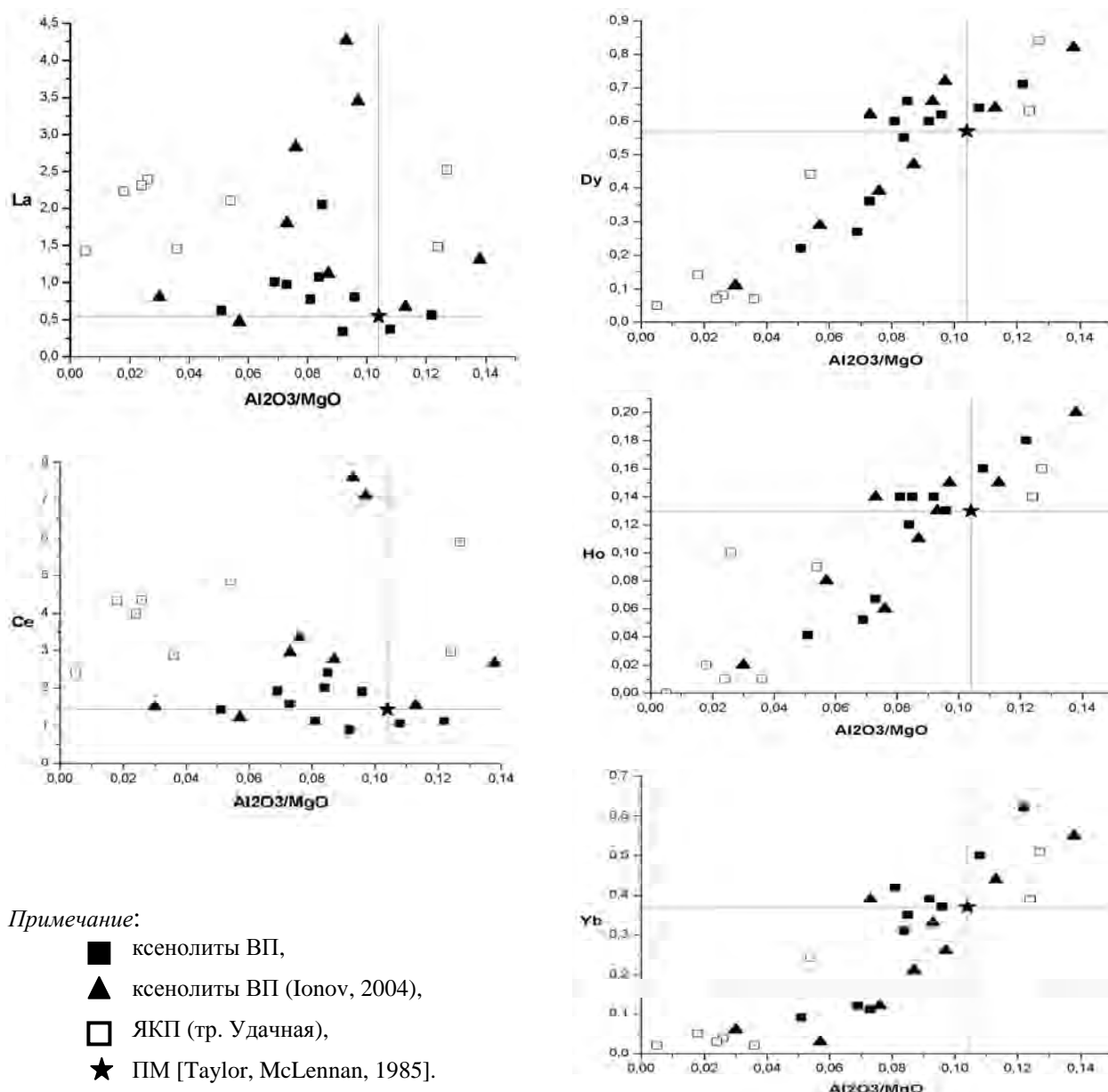


Рис.3. Диаграммы зависимости содержания (г/т) РЗЭ от отношения Al_2O_3/MgO .

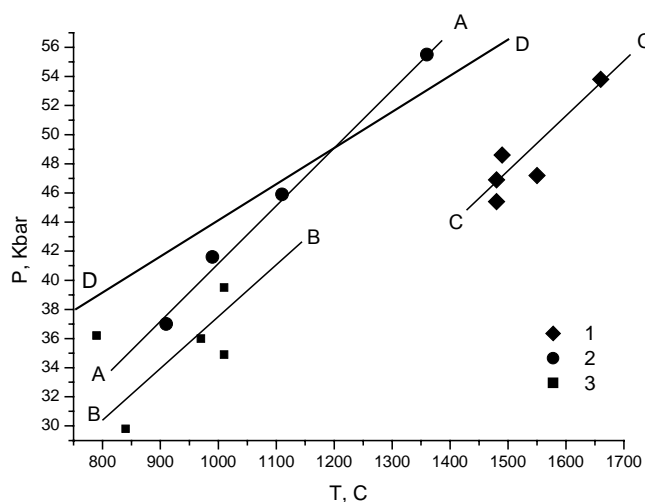


Рис.4. Диаграмма P-T условий образования кxenолитов:
1 – ВП; 2 – ЯКП (тр. Удачная); 3 – ЯКП (тр. Обнаженная).
Верхнемантийные геотермы:
А-А – под архейскими кратонами ЯКП (тр. Мир, тр. Удачная); В-В – под нижнепротерозойской складчатой областью Западно-Оленекского поднятия ЯКП (тр. Обнаженная); С-С – под фанерозойским Центрально-Азиатским складчатым поясом (ВП).
D-D – фазовое равновесие графит-алмаз по (Bundy et al., 1961).

Мантийные перидотиты тр. Удачная (ЯКП) отвечают полню стабильности алмаза, тогда как перидотиты тр. Обнаженная и ВП – полню стабильности графита. Ксенолиты Витимской области при одинаковых давлениях характеризуются более высокотемпературными условиями образования, чем перидотиты из мантии, подстилающей структуры Якутии.

На основе всех этих данных можно сделать выводы о различиях в химическом составе и термальных режимах мантии, подстилающей раннедокембрийские и фанерозойские структуры. Литосферная мантия под фанерозойской складчатой областью Забайкалья оказывается более горячей и менее деплетированной, чем литосферная мантия под докембрийскими структурами в фундаменте Восточно-Сибирской платформы.

Работа выполнялась на кафедре петрографии СПбГУ и в ИГГД РАН.

КОЛЛОИДНЫЕ СИСТЕМЫ КАК КОНЦЕНТРАТОРЫ ЗОЛОТА В ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ

Плотинская О.Ю., Коваленкер В.А.
ИГЕМ РАН, plotin@igem.ru

Введение. Возможность переноса и концентрирования золота и других полезных компонентов в виде коллоидных частиц в гидротермальных рудообразующих процессах неоднократно рассматривалась как отечественными, так и зарубежными исследователями (Boydell, 1925; Frondel, 1938; Чухров, 1955; Бетехтин, 1958 и др.). Особенно часто механизмы коллоидного переноса и концентрирования золота привлекают при изучении месторождений эпитеpmального типа, в рудах которых содержания золота могут достигать сотен и даже тысяч г/т. В данной работе рассмотрена возможность образования бонанцевых руд эпитеpmальных золоторудных месторождений Балей (Забайкалье), Озерновское (Камчатка), Кочбулак и Кызылалма (Кураминские горы, Узбекистан) в результате механизмов коллоидного переноса и осаждения золота и кремнезема.

Текстурно-структурные особенности руд. Специализированные текстурно-структурные исследования показали, что для верхних частей большинства эпитеpmальных месторождений характерны преимущественно тонкозернистые (до скрытокристаллических) минеральные агрегаты. Преобладают коллоидные тонкополосчатые текстуры, для отдельных слоев которых характерны метаколлоидные образования – трещины синерезиса, глобулярное строение, текстуры мембранного типа (Kovalenker, Plotinskaya, 2006).

Самородное золото, сульфиды и теллуриды обычно образуют сгустковые овоидные обособления в слоях кремнезема (Рис. 1 и 2). Размеры выделений золота обычно составляет от 0,1 до 1 μm иногда достигая 20-30 μm , при этом, золото может существенно превалировать над кремнеземом.

Часто микро- и наноразмерное самородное золото приурочено к границам сферических выделений халцедонового кварца размер которых варьирует от 2-3 до 10-20 μm (рис.3).

На более глубоких уровнях эпитеpmальных месторождений преобладают крупнокристаллические друзовидные текстуры. При этом, выделения самородного золота здесь существенно крупнее, чем на приповерхностных уровнях – до 100 и более μm .

Механизмы коллоидного переноса. Концепция гидротермального переноса золота в виде коллоидных частиц была впервые выдвинута Х. Бойделлом (Boydell, 1925) и В. Линдгреном (Lindgren, 1933) на основании изучения текстурно-структурных особенностей руд ряда эпитеpmальных золото-серебряных месторождений и получила дальнейшее развитие.

Зарождение коллоидных частиц кремнезема обычно объясняют гомогенной нуклеацией при перенасыщении раствора в отношении SiO_2 (Fournier, 1985). Такое перенасыщение является следствием скачкообразного изменения физико-химических условий, например, гетерогенизации (вскипания) флюида, которое сопровождается быстрым удалением летучих (в основном H_2O и кислых газов), увеличением щелочности и резким охлаждением флюида в результате его адиабатического расширения.

Р.К. Айлер (1982) описывает два возможных варианта поведения коллоидных частиц кремнезема в водном растворе. В первом случае (тренд а на рис. 2) частицы кремнезема образуют силикагель, т.е. полимерные «цепочки» или трехмерные «сетки», которые затем образуют плотные слои кремнезема. Во втором случае частички кремнезема коагулируют, постепенно увеличиваясь, но оставаясь во взвеси (тренд б на рис. 2). При этом, они могут коагулировать с частичками золота или сульфидов. Достигая критических размеров, они осаждаются, образуя прослой золото-халцедонового состава. Обычно это происходит в местах уменьшения скорости флюидного потока в расширенных участках трещины.

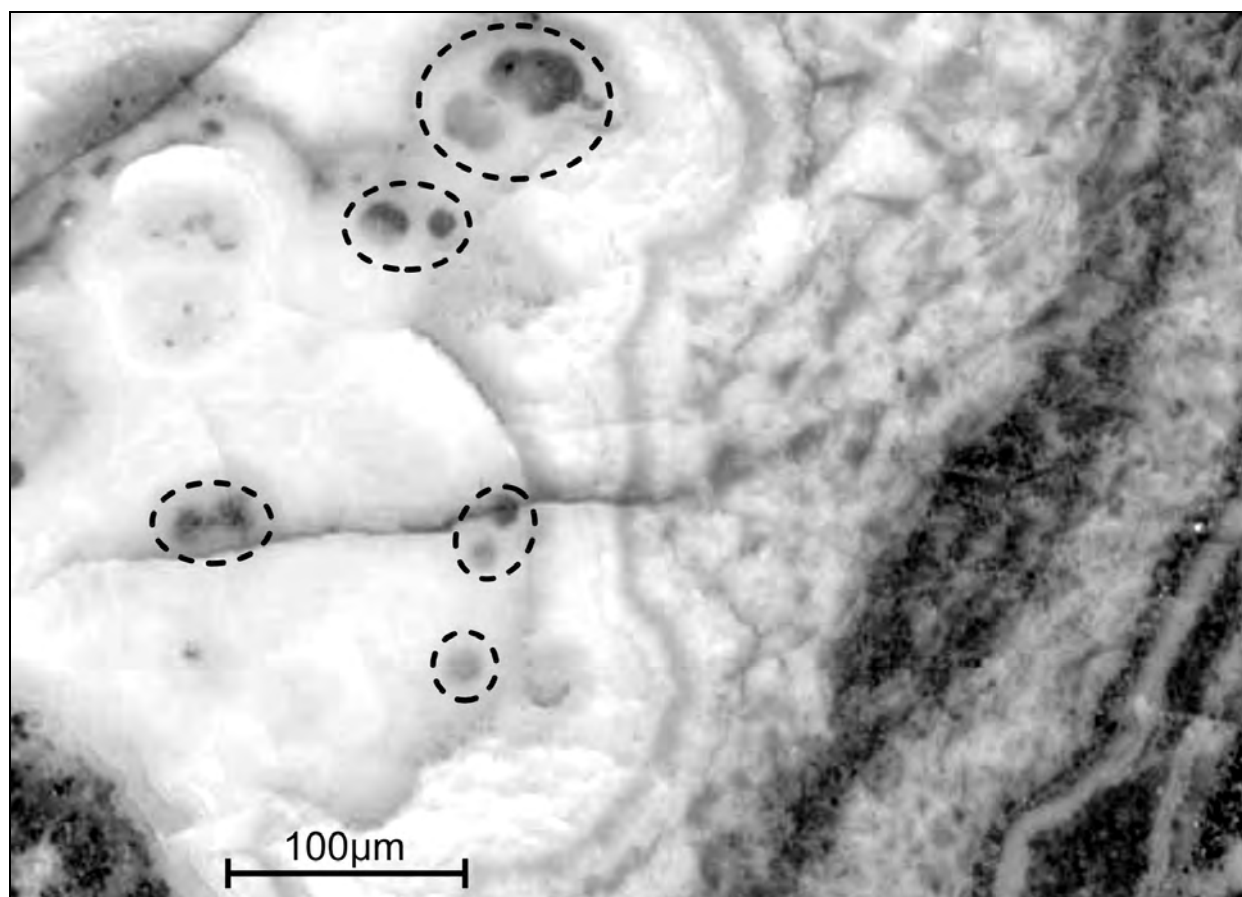


Рис. 1. Бонанцевая руда месторождения Кочбулак, полированный штупф; овоидные золото-кремнеземные обособления показаны пунктиром.

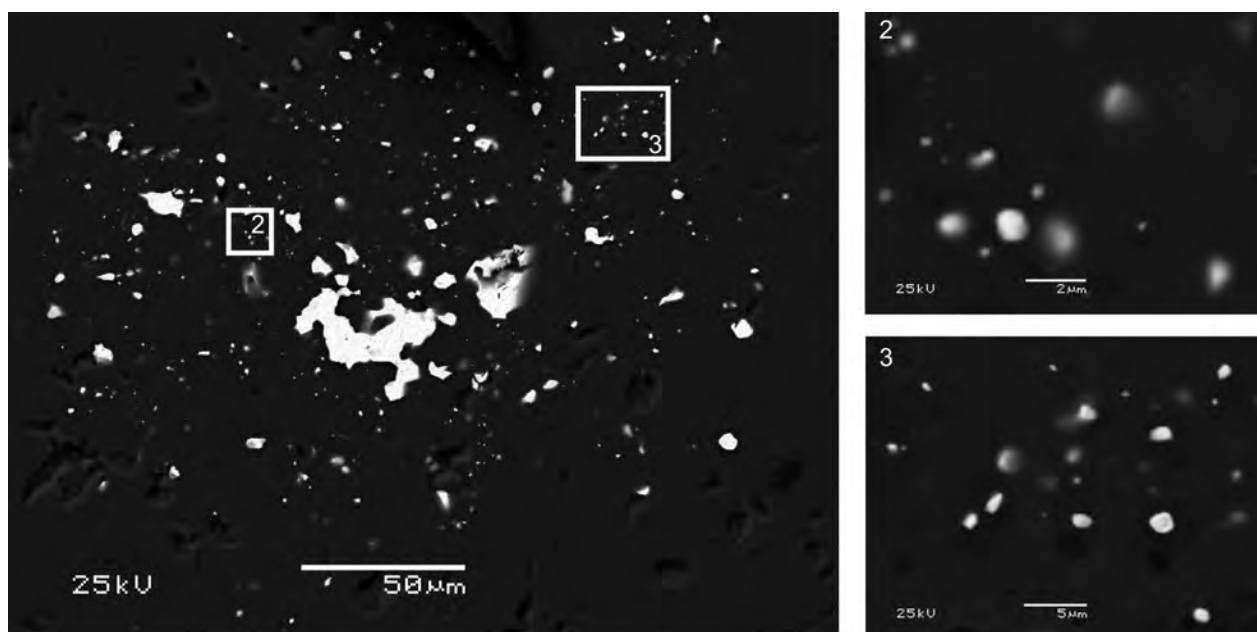


Рис. 2. Сгустковые скопления микро- и наноразмерных выделений самородного золота среди тонкозернистого халцедоновидного кварца; месторождение Балей. Обратнo-рассеянные электроны, Jeol JSM 5300.

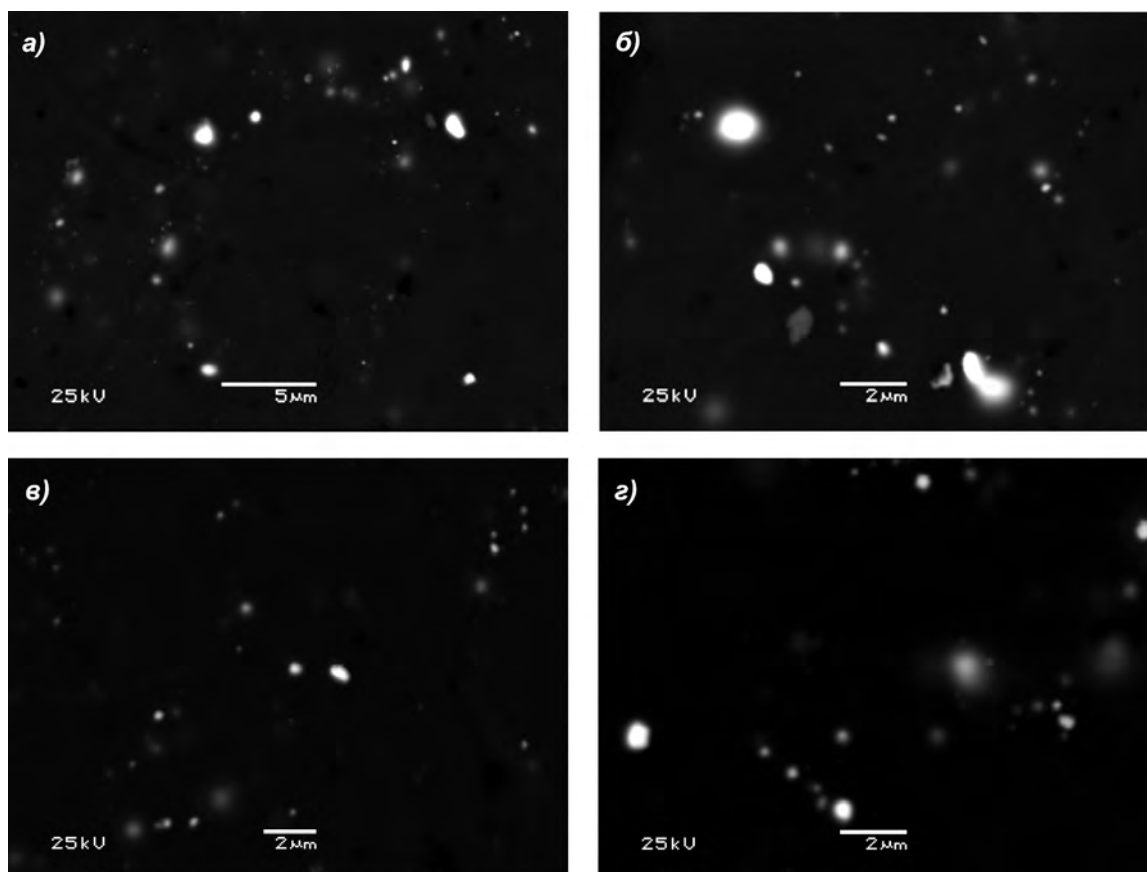


Рис. 3. Нуклеация наноразмерных выделений самородного золота вокруг округлых образований кремнезема. Месторождение Озерновское. Jeol JSM 5300.

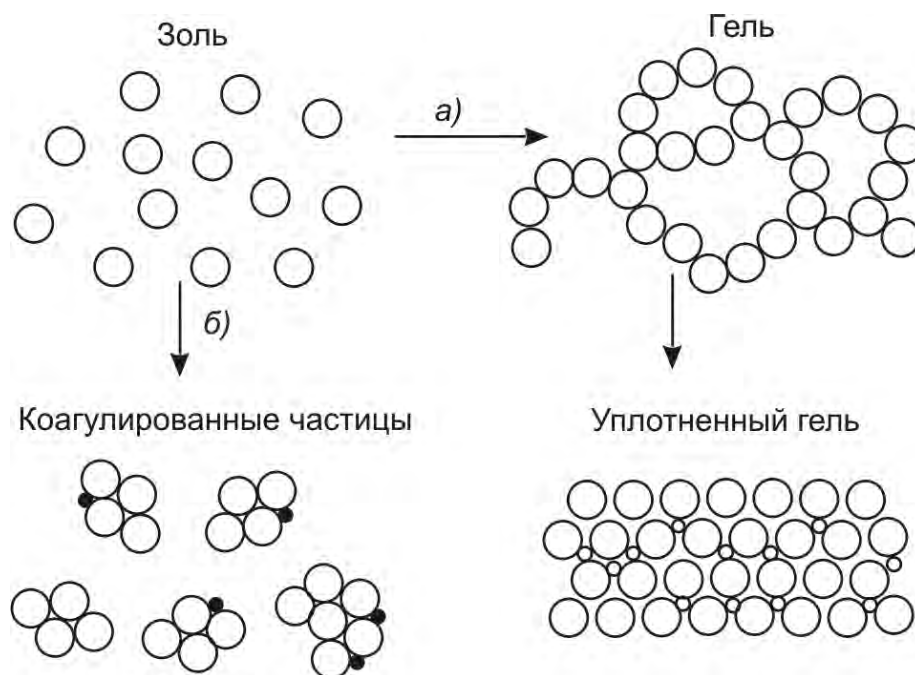


Рис. 4. Варианты поведения коллоидных частиц кремнезема в водном растворе (по Айлер, 1982). Белое- частицы кремнезема, черное – золота. Пояснения см. в тексте.

Таким образом, в колломорфно-полосчатых рудах золотосодержащие прослои халцедона образуются из коагулированных коллоидных частиц, а безрудные прослои – при уплотнении и последующей перекристаллизации силикагелей. Такой механизм нашел подтверждение при изучении бананцевых колломорфно-полосчатых руд эпитермального золотосеребряного месторождения Слипёр, Невада (Saunders, 1990 и 1994) и в других аналогичных месторождениях, и, по-видимому, имел место и на месторождении Озерновское (рис.3).

Результаты изучения флюидных включений из золотоносного халцедоновидного кварца из бананцевых руд месторождения Кочбулак (Коваленкер и др., 1997) показали, что при его образовании что имело место падение температуры от 500 до 300°C и давления флюида – от более 3 кбар до 110 бар. Это согласуется с экспериментальными данными (Frondel, 1938), согласно которым коллоидные суспензии золота в присутствии коллоидных частиц кремнезема устойчивы в водной среде при температурах выше 350°C.

Закключение. Таким образом, текстурно-структурные особенности руд и физико-химические условия образования бананцевых руд ряда золоторудных и золотосеребряных эпитермальных месторождений свидетельствуют о том, что значительная часть самородного золота в них переносилась и отлагалась в коллоидной форме. Скачкообразные изменения РТ условий, приводящие к образованию коллоидных частиц кремнезема подтверждаются результатами изучения флюидных включений. Указанные закономерности справедливы не только для «молодых» мезокайнозойских месторождений Озерновское, Балейское или Слипёр, но и для «древних» – позднепалеозойских месторождений Кочбулак и Кызылалма.

Работа выполнена при поддержке Фонда содействия отечественной науке, гранта Президента РФ МК-4396.2006.5, проекта РФФИ № 05-04-64407, и программы ОНЗ РАН «Наночастицы в природных и техногенных системах».

ЛИТЕРАТУРА

- Айлер Р.К. Химия кремнезема (в 2-х частях). М.: Мир, 1982, 1128с.
- Бетехтин А.Г., Генкин А.Д., Филимонова А.А., Шадлун Т.Н. Текстуры и структуры руд. М.: Госгеолтехиздат, 1958, 368 с.
- Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г., Наумов В.Б., Русинов В.Л. Эпитермальное золото-теллуридное месторождение Кочбулак (Узбекистан). Геол. руд. мест., 1997, т.39, №2, с.127-152
- Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре М.: Изд-во АН СССР, 1955. 671с.
- Boydell H.C. The role of colloidal solutions in the formation of mineral deposit. Institutions of Mining and Metalurgy Transactions, 1925, N34, Pt.1, p.145-337
- Fournier R.O. Silica minerals as indicator of conditions during gold deposition // U.S. Geological Survey Bulletin, 1985, v.1646, p.15-26
- Frondel C. Solubility of colloidal gold under hydrothermal conditions // Economic Geology, 1938, v.33, N1, p.1-20
- Kovalenker V.A., Plotinskaya O. Yu. The role of colloids in the formation of bonanza gold ores in epithermal environment: Kurama ridge deposits case. Porphyry and epithermal deposits of the Chatkal-Kurama region, Abstracts of the International Field Workshop of IGCP projects 486&473, R. Seltmann, N.J. Cook, and R.I. Koneev (eds), Tashkent: IMR, p.37-40
- Lindgren W. Mineral deposits. 4th ed. N.Y.: McGraw-Hill, 1933, 930 p.
- Saunders J.A. Colloidal transport of gold and silica in epithermal precious-metall systems: Evidence from Sleeper deposit, Nevada. // Geology, 1990, v.18, p.757-760
- Saunders J.A. Silica and gold textures in bonanza ores of the Sleeper deposit, Humbolt County, Nevada: Evidence for colloids and implications for epithermal ore-forming processes. // Economic Geology, 1994, v.89, p.628-638

СРАВНИТЕЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ШУНГИТА, НАНОАЛМАЗА И ФУЛЛЕРЕНСОДЕРЖАЩЕЙ САЖИ.

Рожкова В.С., Рожкова Н.Н.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, vrozhk@krc.karelia.ru

Введение. Углерод играет большую роль в биологических и геохимических процессах, влияет на экологическую обстановку, являясь строительным материалом почв и осадков. Он может активно использоваться при производстве адсорбентов и фильтров для водоочистки и водоподготовки, а также рассматривается как перспективный элемент в биологии и фармакологии. Эти применения предполагают переход частиц углерода в форму водных дисперсий.

Шунгиты являются природным сырьем для различных областей применения. Физико-химические исследования порошков шунгитовых пород, проводимые в лаборатории шунгитов, показали определяющую роль шунгитового углерода, как активной составляющей природного композита, каким является шунгитовая порода и сложных искусственных композиционных систем (Шунгиты..., 1984).

Шунгитовый углерод (ШУ) представлен фуллереноподобными структурными образованиями с размерностью 6-10 нм (Kovalevski et al., 2001). Наряду со структурой свойства поверхности, такие как удельная по-

верхность, pH и количество кислородсодержащих поверхностных групп (КФГ) углерода, могут свидетельствовать об его предыстории и активности.

Нанодисперсный ШУ, размеры частиц которого не превышают 50-100 нм, обладает высокой активностью. Такие углеродные наночастицы представляют особый интерес для процессов сорбции и катализа, медицины и электронной промышленности.

В настоящее время ведется активное исследование в области синтеза и изучения наноалмаза, одного из синтетических углеродных материалов. Вариабельность его химического состава и свойств определяется, в частности условиями синтеза и очистки, так как вследствие малого среднего размера наноалмазных частиц (~ 4 нм) доля поверхностных атомов чрезвычайно высока. Суммарное содержание кислорода, водорода и азота в наноалмазе превышает 10%(масс.). Поэтому роль химического состояния поверхности частиц при очистке и последующих обработках, а также при практическом использовании является определяющей. Направленное изменение природы функционального покрова позволяет изменять свойства наноалмаза, например такие, как устойчивость к действию окислительных газовых сред, способность к прессованию (Кулакова, 2004).

Фуллеренсодержащая сажа - сырье для получения фуллеренов, выделяемых из неё экстракцией органическими растворителями. Благодаря своему цепочечному строению, сходному со строением технического углерода и размеру частиц 20–100 нм, тоже является перспективным сырьем для многих областей применения.

Сажи даже с близким содержанием фуллеренов могут существенно отличаться, одной из основных их характеристик является удельная поверхность, определяемая по сорбции по парам органических растворителей с различным размером молекул (Самонин, 2005).

В работе проводятся результаты исследования и сравнения физико-химических свойств шунгитового углерода со свойствами фуллеренсодержащей сажи и наноалмаза при выделении их наноструктурных элементов через водную дисперсию.

Объекты и методы исследования. В работе исследовались порошки шунгита I разновидности (м. Шуньга), с размером частиц <40 мкм с содержанием углерода 96—98 % масс., фуллеренсодержащая сажа и наноалмазы. Фуллеренсодержащую сажу (ФС) получали на полупромышленных установках в электрической дуге с графитовыми электродами в атмосфере гелия. (Горелик и др.2000). Образцы наноалмаза синтезированные детонационным методом, были предоставлены проф. Е. Осавой, NanoCarbon Research Institute Ltd. Образцы детонационного алмаза представляют собой серый порошок и содержат, кроме алмаза, аморфный углерод, кислород, азот, водород и другие элементы. Первичные кластеры наноалмаза имеют узкое (от 2 до 10 нм) распределение по размерам (Vul' et.al, 2005).

Для получения водных дисперсий углеродных материалов использовали метод предложенный Г.В. Андриевским (Andrievsky et al, 1995;). Для этого проводили ультразвуковую обработку углеродсодержащих порошков в воде с добавлением смеси толуол-изопропанол (4:1 по объёму) до полного испарения толуольной фазы. Затем смесь фильтровали и центрифугировали.

Исследования физико-химических свойств выполнены на исходных порошках, в водных дисперсиях и на порошках высушенных после измельчения в воде: фуллеренсодержащую сажу диспергировали ультразвуком, наноалмаз - в бисерной мельнице, шунгит в виброистрателе «Mikro-Dismembrator U».

Удельную поверхность образцов определяли по низкотемпературной десорбции азота (метод БЭТ). Анализ кислородсодержащих функциональных групп на поверхности проводили путем последовательной обработки образцов основаниями разной силы (метод Бозма)[]

Для определения размера частиц в водных дисперсиях до и после модификации использовали метод динамического светорассеяния (фотонный корреляционный спектрометр “PhotoCor-SP”) и электронную микроскопию.

Таблица 1. Состав и физико-химические свойства исследуемых образцов

		pH	S уд, м ² /г	Количество кислородсодержащих групп, мгэкв/м ² *10 ³			
				Σ КФГ NaOH	NaHCO ₃ (карбоксильные)	Na ₂ CO ₃ - NaHCO ₃ (лактонные)	NaOH - Na ₂ CO ₃ (фенольные и карбонильные)
Ш-I (Шуньга)	исх.	6,2	2-5	5,3	1,5	1,5	2,9
	после измельчения в воде	5,2	70	6,5			
Фуллерен-содержащая сажа	исх.	5,8	297	0,589	0,037	0,02	0,53
	с фильтра (после УЗ)	5,0	213	0,63	0,014	0,0093	0,039
наноалмаз	исх	7,15	283	0,054			
	после измельчения в воде	5,91	530	0,11			

Результаты и обсуждение. Физико-химические свойства исходных углеродсодержащих материалов приведены в табл.1 Как видно из таблицы фуллеренсодержащая сажа и наноалмаз отличаются от шунгита более высокой удельной поверхностью и примерно одинаковым количеством кислородсодержащих групп (КФГ). УЗ обработку проводили с целью разрушения частиц и выделения отдельных элементов углерода. Дисперсии, полученные с помощью ультразвука из исходного шунгита, имели концентрацию ~ 0,1 мг/мл и по данным светорассеяния состояли из углеродных кластеров со средним размером частиц 96 нм, тогда как частицы наноалмаза имеют размер ~6 нм, а фуллереновой сажи 175 нм.

При одинаковых условиях полученные дисперсии наночастиц ФС оказались менее устойчивыми по сравнению с дисперсиями шунгита (осели через несколько дней после приготовления). Причина различия, по-видимому, связана с присутствием графитовых частиц т.е. многофазным составом ФС. Что хорошо видно на рентгенограмме (рис. 1).

Микроэлементный состав дисперсий приведен в табл.2 Исходная водная дисперсия шунгита отличается достаточно высоким содержанием микроэлементов, но последующая обработка ультразвуком в воде приводит к очищению от микроэлементов. После такой обработки количество элементов в дисперсиях шунгита, наноалмаза и ФС выравнивается.

Таблица 2. Элементный состав водных дисперсий исследуемых наноуглеродных материалов

Элементы	Вода* (контроль) мкг/мл	Наноалмаз, мкг/мл	Фуллерен- содержащая сажа, мкг/мл	Ш-І УЗ 22 КГц п/ц, мкг /мл	Ш-І УЗ 22 КГц 5раз п/ц, мкг/мл
Mn	н/обн	0,0031	0,023	0,022	< 0,031
Na	0,215	1,24	2,62	5,30	1,92
K	0,09	1,83	0,53	4,17	0,29
Co	0,022	0,021	<0,00079	< 0,00079	0,03
Ni	0,0055	0,0016	0,0031	0,106	0,03
Cu	н/обн	0,0024	0,0072	0,021	0,054
Zn	0,024	0,018	0,004	0,059	0,022
Li	н/обн	0,0066	0,018	0,18	< 0,012
Rb		0,018	0,019	0,025	0,018
Cs		0,010	0,0075	0,0053	0,00451

Фуллеренсодержащая сажа, оставшаяся на фильтре после УЗ обработки, и порошки шунгита и наноалмаза были высушены на воздухе. Как видно из табл. 1 у порошков после измельчения в воде повышается удельная поверхность (наноалмаз и шунгит), уменьшается рН, количество КФГ на поверхности увеличивается у всех этих материалов.

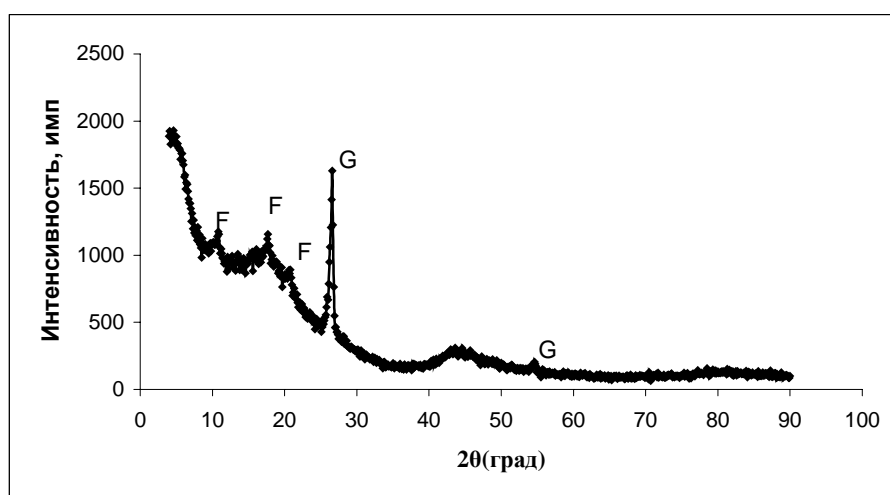


Рис.1. Спектр рентгеновской дифракции фуллереновой сажи. Хорошо видны фуллереновая и графитовая составляющие. F- фуллереновая фаза ,G- графитовая фаза на фоне аморфного углерода.

Выводы. Проведенные исследования показали, что наноуглеродные компоненты могут быть переведены в дисперсии с образованием коллоидных растворов со средним размером частиц от 6 до 175 нм.

При активации наночастиц углерода в водных дисперсиях повышается их удельная поверхность и количество КФГ, тогда как рН дисперсий уменьшается.

Перевод в водные дисперсии может быть успешно использован как способ модификации частиц углерода при необходимости контроля экологической безопасности этих наночастиц в воде.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства экономического развития РК лот N7-06 Авторы выражают благодарность А.Н Сафронову за проведение рентген -структурного исследования и А.Г. Туполеву за измерение удельной поверхности.

ЛИТЕРАТУРА

Кулакова И.И. Модифицирование детонационного наноалмаза: влияние на физико-химические свойства.// Рос. хим. ж.2004.т.XLVIII, №5, с. 97-106.

Самонин В.В., Слущер Е.М. Адсорбционная способность фуллереновых саж по адсорбатам различной природы из газовой фазы. ЖФХ, 2005, т.79, № 1, с.100-105.

Шунгиты - новое углеродистое сырье. Под ред. В.А. Соколова, Ю.К. Калинина, Е.Ф. Дюккеева. Петрозаводск. 1984. 239 с.

Andrievsky G.V., Kosevich M.V., Vovk O.M., et.al. //On the production of an aqueous colloidal solution of fullerenes J.Chem.Soc.Chem.Comm. 1995. V.12. P.1281.

Kovalevski, V. V., Buseck, P.R., Cowley, J.M. Comparision of carbon in shungite rock to over natural carbons:an X-ray and TEM study//Carbon. 2001.V39.N2.P.243-256.

Ya. Vul', E. Osawa et. al //Carbon,2005,№43, p.1722

ФАЗЫ ВНЕДРЕНИЯ И ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ РАССЛОЕННОГО ПЛАТИНОНОСНОГО ФЕДОРОВО-ПАНСКОГО ИНТРУЗИВА: ВОЗРАСТНЫЕ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ SM-ND ДАННЫЕ

Серов П.А.

Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, mozay@nm.ru

Расслоенные интрузии в настоящее время являются одними из самых перспективных объектов на медно-никелевые, комплексные платино-палладиевые, хромовые и другие виды руд. Их всестороннее изучение важно не только для понимания процессов становления подобных месторождений и рудопроявлений, но также является основой для последующих металлогенических построений, а также в качестве поисковых и разведочных критериев.

Изотопно-геохронологические и геохимические исследования пород и минералов расслоенных интрузий наряду с другими методами изучения несут важную информацию для понимания процессов рудообразования и металлогении в пределах как отдельных геологических тел, так и целых областей развития расслоенных интрузивов.

Федорово-Панский интрузив пироксенит-норит-габброноритовой формации признан одним из наиболее перспективных объектов в России на обнаружение в нем промышленных запасов комплексных платинометаллических руд малосульфидного типа (Митрофанов и др., 1999).

Расслоенный Федорово-Панский интрузив расположен в центральной части Кольского полуострова и входит вместе с Мончегорским, Мончетундровским массивами и массивом г. Генеральской в Северный пояс интрузий.

Массив имеет лополитообразную форму и на современном уровне эрозионного среза представлен фрагментами северной части лополита. Федорово-Панский интрузив обнажается на площади более 400 км² и простирается в северо-западном направлении на расстояние около 80 км. Породы массива имеют юго-западное падение под углами 30-35°. Истинная мощность интрузива составляет около 3-4 км. Он разбит тектоническими нарушениями на ряд блоков, самыми крупными из которых с запада на восток являются блоки Федоровой, Западно-Панских и Восточно-Панских тундр.

Федорово-Панский массив (ФПМ) сложен главным образом габброноритами, отличающимися друг от друга количественным соотношением породообразующих минералов и структурно-текстурными особенностями. В его строении снизу вверх выделяются следующие зоны (Докучаева, 1994):

Краевая зона (50-60 м) сложена такситовыми габброноритами.

Норитовая зона (40-50 м), состоящая, в основном, из норитов с подчиненным количеством плагиопироксенитов. К прослоям последних приурочена хромитовая и сульфидная минерализация.

Габброноритовая зона (около 4000 м), сложенная габброноритами различной зернистости и текстуры, а также варьирующими количественными соотношениями кумулюсных минералов. В строении зоны выделяется три подзоны: нижняя, центральная и верхняя.

Нижняя подзона верхней зоны (1000-1100 м). Сложена мезократовыми трахитоидными габброноритами. Подзона завершается первым горизонтом тонкорасслоенных пород, который называется нижним расслоенным горизонтом (НРГ). С НРГ тесно связана малосульфидная платинометаллическая минерализация.

Центральная подзона (2000-2150 м) представлена в основном массивными габброноритами с габбровой и габбро-офитовой структурами.

Верхняя подзона (650-700 м) состоит из трахитоидных габброноритов. Вблизи основания подзоны располагается второй горизонт тонкорасслоенных пород, который называется верхним расслоенным горизонтом (ВРГ). В верхнем расслоенном горизонте выявлено несколько уровней малосульфидной платинометаллической минерализации.

В изотопных исследованиях предыдущих авторов датирование пород массива проводилось в основном U-Pb методом по циркону и, в основном по породам, слагающим расслоенные горизонты (НРГ и ВРГ) в Западно-Панском блоке. Все цирконы, выделенные из пород, имеют типично магматический габитус. Из анортозитов наряду с цирконами впервые выделен бадделейт. Для габброноритов НРГ U-Pb изохронный возраст составил 2491 ± 1.5 млн. лет, для пегматоидных габброноритов ВРГ - 2470 ± 9 млн. лет, для анортозитов ВРГ - 2447 ± 12 млн. лет. Известный ранее изотопный Sm-Nd возраст для породообразующих минералов (pl, орх, срх) из габброноритов ВРГ равен 2487 ± 51 млн. лет, $\epsilon_{Nd}(T) = -2.1 \pm 0.5$ (Баянова, 2004).

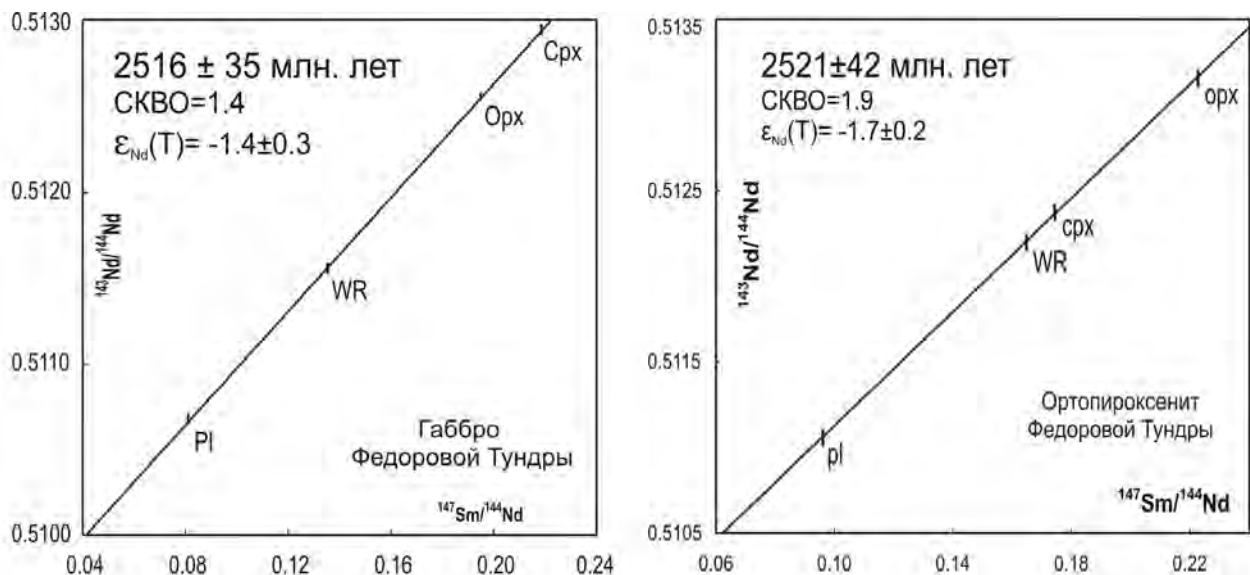


Рис. 1. Минеральные Sm-Nd изохроны для габбро и ортопироксенитов Федоровой Тундры

Целью исследований было получение новых изотопно-геохронологических Sm-Nd данных для разных пород и породообразующих минералов из расслоенного Федорово-Панского интрузива.

Все измерения изотопного состава Nd и концентраций Sm и Nd методом изотопного разбавления проводились на 7-канальном твердофазном масс-спектрометре Finnigan – MAT-262 (RPQ) в статическом двухленточном режиме. Химическая подготовка проб осуществлялась по методике (Журавлев и др., 1987). В качестве ионизаторов использовались ренийевые ленты, а проба наносилась на ленту из тантала с микрокаплей разбавленной H_3PO_4 . Погрешность определений воспроизводимости анализов изотопного состава Nd стандарта La Jolla = 0.511833 ± 6 не превысила 0.0024 % (2σ, N=11). Такая же погрешность получена при измерении нового японского стандарта JNd1 = 0.512072 ± 2 (2σ, N=44). Ошибка в $^{147}Sm/^{144}Nd$ отношениях принята при статистическом обчете концентраций Sm и Nd в стандарте BCR-1 и составляет 0.2% (2σ) – среднее значение по 7 измерениям. Холостое внутрилабораторное загрязнение по Nd равно 0.3 нг, а по Sm равно 0.06 нг. Измеренные изотопные отношения Nd были нормализованы по отношению $^{148}Nd/^{144}Nd = 0.241570$, а затем пересчитаны на отношение $^{143}Nd/^{144}Nd$ в стандарте LaJolla = 0.511860 . Расчеты параметров изохрон проводились с использованием программы ISOPLOT/Excel (Ludwig, 1999) и констант распада по (Steiger & Jäger, 1977).

Полученные изотопные Sm-Nd данные позволили построить пять минеральных (pl, орх, срх и WR) изохрон, отражающих возрасты рудных и безрудных фаз внедрения интрузии. Результаты изотопных Sm-Nd исследований представлены на рис. 1 и в табл. 1.

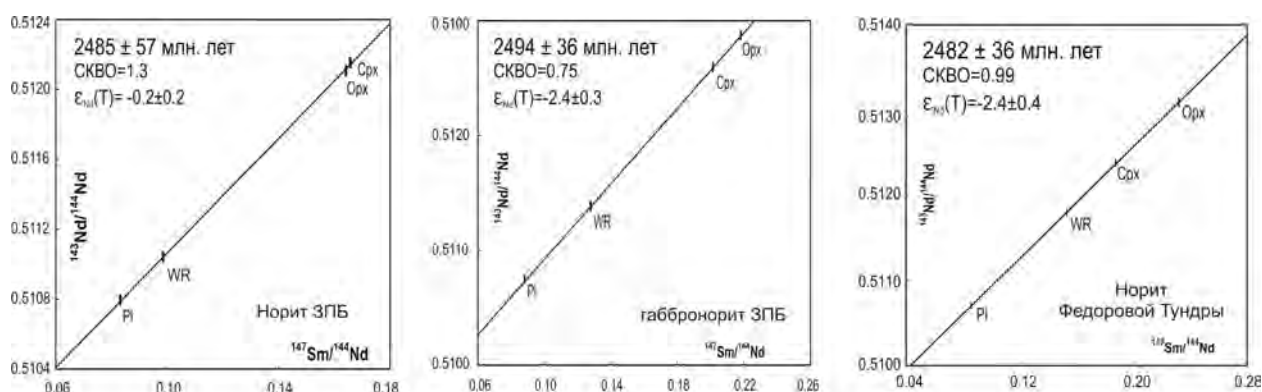


Рис. 2. Минеральные Sm-Nd изохроны для норитов и габброноритов Западно-Панского блока и норитов Федоровой Тундры

Таблица 2. Изотопные Sm-Nd данные для пород и минералов расслоенного Федорово-Панского интрузива

	Содержание, ppm		Изотопные отношения		T _{DM} млн. лет	Sm-Nd возраст, млн. лет	ε _{Nd} (T)	U-Pb возраст, млн. лет (Nitkina et al., 2006)
	Sm	Nd	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd				
1. норит краевой зоны ЗПБ								
WR	0.311	1.575	0.100253	0.511039±10	2994	2485±54	-0.37	2497±3
Срх	2.423	8.842	0.165679	0.511967±20				
Pl	0.252	1.829	0.083338	0.510790±29				
Орх	0.182	0.672	0.164086	0.512192±20				
2. габбронорит ЗПБ								
WR	0.303	1.429	0.128108	0.511377±19	2976	2494±36	-2.61	2491±1.5 ¹
Pl	0.144	0.984	0.088506	0.511739±11				
Срх	1.478	4.435	0.201452	0.512598±9				
Орх	0.200	0.553	0.218263	0.512870±11				
3. норит Федоровой тундры								
WR	0.423	1.662	0.153714	0.511807±20	3184	2482±36	-2.50	2485±9
Pl	0.413	2.884	0.086541	0.510709±14				
Срх	1.777	5.726	0.187623	0.512387±8				
Орх	0.125	0.325	0.232278	0.513088±40				
4. габбро Федоровой тундры								
WR	0.629	2.801	0.135695	0.511548±8	2935	2516±35	-1.53	2516±7
Орх	0.233	0.721	0.195118	0.512555±15				
Срх	0.826	2.283	0.218672	0.512947±16				
Pl	0.239	1.772	0.081486	0.510677±14				
5. ортопироксенит Федоровой тундры								
WR	0.318	1.166	0.164803	0.512196±12	3045	2521±42	-1.73	2526±6
Орх	0.139	0.376	0.222766	0.513182±16				
Срх	2.213	7.666	0.174473	0.512349±17				
Pl	0.257	1.615	0.096049	0.511071±29				

Примечание. WR – порода в целом, Pl – плагиоклаз, Срх – клинопироксен, Орх – ортопироксен

¹ Данные из работы (Баянова, 2004)

¹⁴⁸Nd/¹⁴⁴Nd=0.241570, а затем пересчитаны на отношение ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd в стандарте LaJolla=0.511860. Расчеты параметров изохрон проводились с использованием программы ISOPLOT/Excel (Ludwig, 1999) и констант распада по (Steiger & Jäger, 1977).

Выводы. На основании полученных возрастных и изотопно-геохимических Sm-Nd данных можно сделать следующие выводы:

1. Новые Sm-Nd изохронные данные, полученные по магматическим породам и породообразующим минералам согласуются с U-Pb датировками по цирконам и бадделеиту, что свидетельствует о корректности полученных возрастных датировок и возможности использования обоих методов для датирования магматических эпизодов при формировании массивов ультрабазит-базитовых пород;

2. Определено, что наиболее древними породами массива являются безрудные ортопироксениты (2521±42 млн. лет) и габбро (2516±35 млн. лет) магматического тела Федоровой тундры. Платинометалльные и медно-никелевые рудные магматические фазы имеют возраст 2445-2494 млн. лет;

3. Результаты изотопных Sm-Nd исследований показали, что изученные породы имеют малые отрицательные значения $\epsilon_{Nd}(T)$ (от -0.2 до -2.6), что является характерным для пород всех базитовых расслоенных интрузивов с малосульфидным платинометальным оруденением;

4. Согласно новым Sm-Nd и U-Pb возрастным данным длительность формирования формации расслоенных интрузий северо-восточной части Балтийского щита можно считать равной 130 млн. лет, а не 100 млн. лет, как считалось ранее (Баянова, 2004).

Исследования выполнены при поддержке грантов РФФИ № 04-05-64179, НШ-2305.2003.5 и Гос. контракта ОНЗ РАН-06.

ЛИТЕРАТУРА

Баянова Т.Б. Возраст реперных геологических комплексов Кольского региона и длительность процессов магматизма. С.-Пб.: Наука, 2004. 174 с.

Докучаева В.С. Петрология и условия рудообразования в Федорово-Панском интрузиве // Геология и генезис месторождений платиновых металлов. М.: Наука. 1994. С. 87-100.

Журавлев А.З., Журавлев Д.З., Костицын Ю.А., Чернышов И.В. // Геохимия. 1987. № 8. С. 1115-1129.

Имандра-Варзугская зона карелид (геология, геохимия, история развития) // Под. ред. Горбунова Г.И. Л.: Наука. 1982. 280 с.

Митрофанов Ф.П., Балабонин Н.Л., Баянова Т.Б. и др. // Платина России. М.: Геоинформарк, 1999. Т. 3, кн. 1. С. 43-52.

Alapieti T.T., Filen B.A., Lahtinen J.J., Lavrov M.M., Smolkin V.F. and Voitekhovsky S.N. Early Proterozoic layered intrusions in the Northeastern part of the Fennoscandian Shield // Contrib. Miner. Petrol. 1990. V. 42. P. 1-22.

Ludwig K. R. ISOPLOT/Ex - A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 2.05 // Berkeley Geochronology Center Special Publication. No. 1a. 1999.

Nitkina E., Vursiy G., Bayanova T. Zircon mineralogy of the earliest and last Pt-bearing rocks of the Proterozoic Fedorovo-Pansky layered intrusion and Archaean surrounding gneisses. // Bulletin of the Geological Society of Finland, Special Issue I, 2006, p. 110.

Steiger R.H. & Jäger E. Subcommission on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry // Earth Planet. Sci. Lett., 1977. V. 36, № 3. P. 359-362.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД КОНТАКТНОЙ ЗОНЫ ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Шаматрина А.М.

Геологический институт КНЦ РАН, Анамумы, arzasmas@geoksc.apatity.ru

Работа посвящена исследованию процессов щелочного метасоматоза докембрийских гранитоидов, в ходе которых происходит перераспределение и концентрация элементов, в том числе редких и рудных элементов. Для большинства интрузий на контакте с вмещающими породами образуются зоны закалки. Породы в этих зонах представлены, как правило мелкозернистыми разновидностями, отвечающими среднему составу интрузии, которые граничат с вмещающими породами фундамента, подвергшимися в основном термическому воздействию. Подобное строение контактов характерно для интрузий базитов и ультраосновных пород. Контактные зоны, и, особенно, зоны фенитизации в щелочно-ультраосновных и карбонатитовых массивах (Фен, Норвегия и Ально, Швеция (Mogro, Lindblom, 1995), напротив, велики и соизмеримы с размерами самих интрузий. Причина этого – агрессивная природа высокощелочных флюидизированных расплавов. На Кольском полуострове контактные зоны изучались в массивах Турий мыс (Евдокимов, 1982) и Озерная Варака, в которых мощность зон фенитизации достигает нескольких сотен метров. При изучении контактов таких гигантских массивов с площадью более 600 км², как Хибинский и Ловозерский, следовало ожидать мощные зоны фенитизации, но исследователями было установлено, что масштабы контактовых изменений в этих массивах минимальны. Причина этого заключается в том, что агпаитовые магмы являются относительно “сухими”: содержания летучих компонентов и, в первую очередь, H₂O в них намного меньше, чем в щелочно-ультраосновных и карбонатитовых массивах (Когарко, 1977). Термическое воздействие агпаитовых расплавов также весьма незначительно, так как температура кристаллизации составляет 650-700⁰. Важной особенностью агпаитовых магм является то, что они по мере снижения температуры могут постепенно переходить в раствор (флюид) (Когарко, 1977). Следовательно, наибольшим метасоматизирующим воздействием должны обладать не собственно магмы, а жилы и пегматоиды, формирующиеся на заключительных этапах становления массивов.

Взаимодействие ультращелочных агпаитовых расплавов с кислыми гнейсами докембрийского фундамента были изучены в ходе комплексного петрографического, минералогического и геохимического изучения детальных разрезов контактной зоны Ловозерского массива агпаитовых сиенитов, вскрытой на северо-восточном склоне г. Вавнебед. По ряду обнажений и канав исследован контакт, в пределах которого присутствуют щелочные породы массива, микроклин-альбитовые жилы и вмещающие породы докембрийского основания, прослеженные на расстояние до 350 метров от массива.

Щелочные породы. Породы эндоконтактной зоны представлены выходами луавритов различных текстурно-структурных особенностей: пегматоидные, массивные и слаботрахитоидные. Непосредственно на контакте породы массива имеют пегматоидный облик. Они сложены гигантозернистыми кристаллами эвдиалита размером до 10 см, игольчатым эгирином и крупными зернами нефелина и калиевого полевого шпата. Далее прослеживается зона слаботрахитоидных луавритов, которая сменяется луавритами расслоенного лопаритоносного комплекса луавритов-фойяитов-уртитов.

Нефелиновые сиениты пегматоидной зоны характеризуются крупно- и гигантозернистым сложением. Их выходы прослеживаются на расстоянии до 40 м от контакта. Минеральный состав пегматоидов (об.%): полевой шпат (15-90), эгирин (5-45), эвдиалита (0-40), амфибол (1-2), нефелин (5-15). Микроскопически в этих луавритах наблюдаются также лампрофиллит, энigmatит, пироксдор, мурманит, лопарит и титанит.

Микроклин-альбитовые пегматоидные жилы с цирконом. Жилы приурочены к контактам массива с гнейсами и имеют мощность до 50 м. Они имеют зональное строение: центральные части жил сложены полевошпато-эгириновыми породами с отдельными пегматитовыми и альбитизированными участками (Власов и др., 1959) с циркониевой минерализацией. Отдельные кристаллы циркона достигают 10 мм. Краевые части жил имеют ильменит-полевошпатовый состав с подчиненным количеством эгирина. Второстепенное значение имеют эвдиалит, нефелин, титанит, апатит. Из редких минералов встречаются пироксдор, фосфаты редких земель, лоренценит.

Докембрийские породы. Породы рамы представлены меланократовыми и лейкокатовыми гнейсами мелкозернистого сложения, с четко выраженной гнейсовидной текстурой. Минеральный состав (об.%): плагиоклаз (An₄₅₋₅₀ 50-70%), кварц (10-40%), биотит (до 30%), амфибол (до 10%), хлорит, магнетит, циркон, апатит. Гнейсы относятся к кольско-беломорскому комплексу верхнего архея. Возраст толщи, определенный U-Pb методом по циркону на участке Пятн-явр, составляет 2830±10 Ma (Balagansky, 1992).

Изменения гнейсов. В непосредственном контакте Ловозерского массива изменения в докембрийских породах минимальны и прослеживаются на расстоянии первых метров. Наиболее интенсивные изменения гнейсы претерпели на контакте с ильменит-полевошпатовыми жилами на расстоянии до 20 м от жил. В изменении гнейсов на контактах с жилами устанавливается довольно четкая последовательность. На удалении от жил фенитизация гнейсов проявилась в частичном замещении первичного плагиоклаза альбит-микроклиновым агрегатом, появлении пироксена эгирин-авгитового состава, подщелачивании амфибола и увеличении магнезиальности слюды. При приближении к жилам в гнейсах происходят наиболее сильные преобразования. В Ловозерском массиве в наиболее измененных разностях гнейсов, контактирующих с микроклин-альбитовыми жилами, в норме появляются нефелин и акмит. Проведенные петрографические исследования показали, что для вмещающих гнейсов на контакте с жилами характерно появление ассоциации минералов, типичной для щелочных пород: микроклина, альбита, нефелина, эгирина, рихтерита, лоренценита. Фенитизация гнейсов выражается в замещении первичного минерального парагенезиса (кварц, плагиоклаз, биотит) новообразованными минералами (микроклин, альбит, эгирин, флогопит, щелочной амфибол, нефелин). Реликтовый плагиоклаз в наиболее измененных гнейсах полностью замещается альбит-микроклиновым агрегатом, в структуре которого появляются первые микровыделения нефелина.

Таким образом, контактное воздействие щелочных расплавов проявилось как в смене минеральных парагенезисов, так и в закономерном изменении составов минералов, которые являются чувствительными индикаторами изменений среды минералообразования. Это позволяет использовать их для оценки физико-химических условий протекания процессов фенитизации и реконструкции процессов метасоматического рудогенеза.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 06-05-64130).

ЛИТЕРАТУРА

- Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськова Е.М. Ловозерский щелочной массив.-М.: Наука, 1959.-623 с.
Евдокимов М.Д. Фениты Турьинского щелочного комплекса Кольского полуострова (минеральные ассоциации и геохимические особенности)/ Под ред. А.А. Кухаренко.-Л.: Изд-во ЛГУ, 1982. 248 с. Ил.-36, табл.-62, библиогр.-146 назв.
Когарко Л.Н. Проблемы генезиса агапитовых магм.-М.: Наука, 1977.-294 с.
Balagansky V.V. and Mitrofanov F.P. Correlation of Precambrian formations of the Kola - Karelian region and Finland. Apatity, 1992. p. 23-25.
Morogan, V., Lindblom, S., 1995. Volatiles associated with the alkaline-carbonatite magmatism at Alnf, Sweden: a study of fluid and solid inclusions in minerals from the Langarsholmen ring complex. Contrib. Mineral. Petrol. 122, 262– 274.

НОВОЕ ПРОЯВЛЕНИЕ КАРБОНАТИТОВ В РАЙОНЕ ОЗ. КОТОЗЕРО (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

Франтц Н. А.¹, Сибелев О. С.²¹СПбГУ, Санкт-Петербург, NFrantz@mail.ru²Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск

Щелочной магматизм в северо-восточной части Балтийского щита проявлен исключительно интенсивно, как на Кольском полуострове, так и в Северной Карелии. В настоящее время в пределах данной территории выявлено и в различной степени изучено более 30 щелочных и карбонатитовых массивов (Булах А. Г., Иванов В. В., 1984).

Помимо крупных многофазных плутонов в Карело-Кольском регионе существуют дайковые комплексы, включающие карбонатиты. Часть из них сосредоточены в северо-западном Беломорье. Наиболее крупными дайковыми комплексами являются кандалакшский и турьинский, несколько малочисленных узлов расположены в районе губы Княжей, о-ва Великий, Чупинской губе, в районе Керети (Bulah et al., 2004).

Еще одно локальное проявление предположительно карбонатитового магматизма Карело-Кольского региона было обнаружено в ходе маршрутных работ сотрудниками лаборатории петрологии и тектоники Института геологии Карельского научного центра РАН О.С. Сибелевым и В.В. Травиным на северном берегу оз. Верхнее Котозеро (примерно в 18 км на северо-запад от пос. Чула).

Преимущественным распространением в этом районе пользуются биотитовые и биотит-амфиболовые гранито-гнейсы, а также глиноземистые гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы (Степанов, 1981)

Тела карбонатных пород (далее будем называть их карбонатитами) залегают в виде серии разветвляющихся или расположенных кулисами маломощных тел (мощностью до 0,6 м). Вмещающие породы представлены среднезернистыми мезократовыми, интенсивно мигматизированными и деформированными до плейчати амфиболсодержащими гнейсами. Контакты в целом субсогласны с гнейсовидностью вмещающих пород, однако, на отдельных участках отмечаются их кососекающие соотношения. Кроме того, карбонатиты вмещают мигматитовые жилы плагиомикроклинового гранита мощностью 3–5 см. Приконтактные изменения ни в эндо-, ни в экзоконтактных зонах тел не наблюдаются.

Содержание петрогенных и редких элементов в исследуемых породах

Компонент	1	2	3	4	Компонент	1	2	3	4	Компонент	1	2	3	4
SiO ₂	4.03	2.72	9.55	1.16	Rb	1.99	14	5.5	3.48	La	131	608	454	171
TiO ₂	0.04	0.15	0.29	0.04	Sr	6240		2265	5750	Ce	401	1687	773	417
Al ₂ O ₃	0.52	1.06	0.24	0.14	Cs	0.04	20	0.5	0.08	Pr	61.7	219		50.8
TFe ₂ O ₃	0.86	3.25	2.9	2.82	Ba	53.1		1702	362	Nd	281	883	213	191
MnO	1.00	0.52	0.29	0.31	Pb	3.53	56		5.31	Sm	56.1	130	28	31.7
MgO	0.62	1.8	2.7	2.72	Y	58.6	119	40	45	Eu	13.6	39	7.0	8.74
CaO	52.6	49.12	43.68	50.5	Zr	59.8	189	20	123	Gd	41.2	105		26
Na ₂ O	<0.05	0.29	0.06	0.05	Nb	2.95	1204	226	283	Tb	4.11	9	2.7	2.66
K ₂ O	0.10	0.26	0.09	0.11	Hf	1.48	3.2	0.57	0.59	Dy	16.5	34		11.5
P ₂ O ₅	4.68	2.10	1.88	4.23	Ta	<0.1	5	2.8	9.87	Ho	1.94	6		1.46
ппп	36.2	38.7	37.02	37.7	Th	1.12	52	24	4.29	Er	4.51	4		3.58
Сумма	100.7	99.97	98.80	99.78	U	0.43	8.7	16	69.6	Tm	0.52	1		0.42
										Yb	3.07	5	4.2	2.51
										Lu	0.4	0.7	0.57	0.33

Примечание. Карбонатиты: 1 – котозерский, 2 – средний мировой кальцитовый (Woolley A. R., Kempe D. R. C., 1989), 3 – турьинской дайковой серии (Рухлов А. С., 1999), 4 – Тикшеозерского массива (данные Н. А. Франтца)

Сами карбонатиты – удивительно красивые породы, ярко розового или серовато-сиреневого цвета, равномерно-среднезернистые, практически массивные, иногда со слабо выраженной полосчатостью. Полосы (мощностью до 5 мм) субсогласны контактам тел, довольно редкие, светлее и обогащены мелкозернистым апатитом. Основным породообразующим минералом в этих породах является карбонат – 90–95%, который представлен исключительно кальцитом, в качестве второстепенного минерала присут-

стствует апатит количество которого может достигать 10%. Присутствующие ксенолиты гранитоидного состава сильно карбонатизированы и сложены соответственно полевыми шпатами, кварцем, амфиболом и вторичным клиноцоизитом, которые встречаются также в виде самостоятельных зерен и являются, вероятно, ксенокристаллами.

По химическому составу основными петрогенными составляющими являются CaO и CO₂. Существенно содержание P₂O₅, связанное с присутствием в породах значительного количества апатита. Обогащенность пород SiO₂ можно объяснить наличием ксенолитов силикатных пород. Остальные петрогенные элементы присутствуют в небольших количествах (таблица).

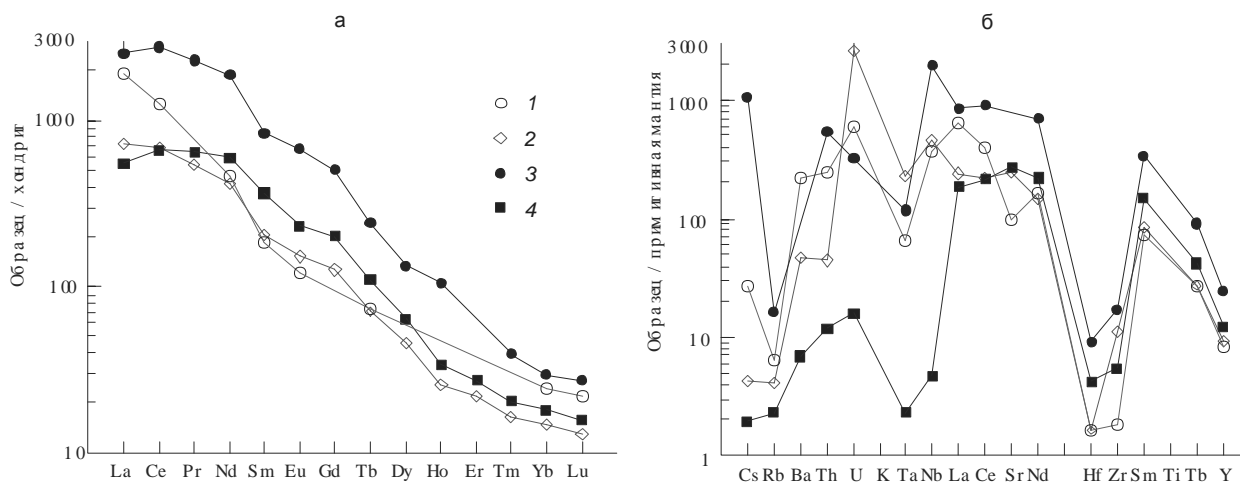


Рис. 1. Распределение редких земель (а) и спайдер-диаграмма распределения редких элементов (б) в карбонатах Турьинской дайковой серии (Рухлов А. С., 1999) (1), Тикшеозерского массива (2), среднем мировом кальцитовом карбонате (Woolley A. R., Kempe D. R. C., 1989) (3), Котозерского проявления (4).

По содержанию и распределению микроэлементов исследуемые породы, в целом соответствуют среднему мировому кальцитовому карбонату (Woolley A. R., Kempe D. R. C., 1989), однако наблюдаются и некоторые отличия (таблица, рис. 1). Состав редких земель показывает исключительную обогащенность ими породы (сумма REE = 1017). Также обращает на себя внимание их сильно фракционированный характер (Ce/Yb = 131), что типично для карбонатов. На спайдер- диаграмме хорошо проявлена характерная для них отрицательная Hf–Zr аномалия.

Редкоэлементные диаграммы иллюстрируют, распределение соответствующих элементов в карбонатах ближайших к Котозеру проявлений: Тикшеозерского массива щелочных, ультраосновных пород и карбонатитов и Турьинской мелилитит-нефелинит-карбонатитовой дайковой серии (Рухлов А. С., 1999). На графиках хорошо видно, что и в этом случае распределения редких элементов близки.

Таким образом, по содержанию микро- и петрогенных элементов карбонатные породы, обнаруженные на берегу Верхнего Котозера в Северной Карелии, могут быть охарактеризованы как кальцитовые карбонатиты, соответствующие по основным геохимическим характеристикам карбонатитам Карело-Кольской щелочной провинции. Более достоверным свидетельством магматического происхождения этих карбонатных пород, безусловно, мог бы послужить анализ изотопного состава кислорода, углерода, неода и стронция.

Авторы благодарят В.В. Иваникова за ценные замечания при обсуждении полученных результатов.

ЛИТЕРАТУРА

- Булах А. Г., Иваников В. В. Проблемы минералогии и петрологии карбонатитов, Л., 1984. Bulah A. G., Ivanikov V. V., Orlova M. P. Overview of carbonatite-phoskorite complexes of the Kola Alkaline Province in the context of a Scandinavian North Atlantic Alkaline Province // Phoskorites and carbonatites from mantle to mine: the key of the Kola Alkaline Province / Eds. F. Wall, A. N. Zaitsev. London. 2004.
- Степанов В. С. Основной магматизм докембрия Западного Беломорья. Л., 1981.
- Woolley A. R., Kempe D. R. C. Carbonatites: nomenclature, average chemical composition, and element distribution // Carbonatites. Evolution and genesis / Ed. by K. Bell. London. 1989.
- Рухлов А. С. Дайки и трубки взрыва кандалакшского грабена (Кольская щелочная провинция): модели магматических процессов и эволюции субконтинентальной мантии. Канд. дис. СПб., 1999.

ПЕТРОЛОГИЯ ПОРОД ДАЙКОВОГО КОМПЛЕКСА ТИКШЕОЗЕРСКОГО КАРБОНАТИТОВОГО МАССИВА (СЕВЕРНАЯ КАРЕЛИЯ)

Францц Н.А.

СПбГУ, Санкт-Петербург, NFrantz@mail.ru

Раннепротерозойский Тикшеозерский карбонатитовый комплекс-плутон является частью сложного полиформационного массива, включающего породы различных магматических серий (ультрабазитовой, расслоенной ультрамафит-мафитовой и фоиолит-фоидосиенит-карбонатитовой (Кашеева Н. А. (Францц Н. А.), 2000).

Ранее было высказано предположение, что повсеместно распространенные дайки оливиновых мельтейгитов Тикшеозерского массива могут рассматриваться в качестве модельного состава родоначальной магмы карбонатитового комплекса (Иваников В. В., Францц Н. А., 2002). В настоящей работе были проанализированы данные по петрографии и геохимии щелочно-ультраосновных пород дайковой фации этого массива, проведено сопоставление их с близкими породами Кольской щелочной провинции, оценена глубина источника щелочно-ультраосновной магмы.

Порфиroidные оливиновые мельтейгиты Тикшеозерского массива, образующие дайки мощностью 0,3–1,6 м, прорывают породы якупирангит-уртитового ряда и одновременно встречаются в виде ксенолитов в карбонатитах. Это темные, почти черные породы, иногда с оливковым оттенком, обычно мелкозернистого, почти афанитового, сложения с порфиroidной структурой. Вкрапленники в них состоят из оливина и клинопироксена, примерно в равных соотношениях. Основная масса тонкопризматическзернистой структуры сложена преимущественно клинопироксеном, по которому развивается бурый амфибол, а также оливином, биотитом, магнетитом и апатитом, интерстиции заполнены нефелином, продуктами его изменения и карбонатом.

Кроме того, дайковые оливиновые мельтейгиты массива обладают рядом важных петрографических особенностей, в частности наблюдается зональность в оливине и его реакционные соотношения с расплавом, глобулярные (оцелярные) формы кальцита, которые сближают описываемые породы с оливиновыми мельтейгит-порфирами Турьинского карбонатитового плутона (Кочурова Р. Н., Иваников В.В., 1976; Кухаренко А. А. и др., 1965) и с оливино-мелилитовыми меланефелинитами турьинской дайковой серии на Кольском полуострове (Рухлов А. С., 1999).

В литературе описан еще один вид дайковых щелочно-ультраосновных пород Тикшеозерского массива, обозначенный термином «щелочные пикриты» (Сафронова Г. П., Богачев А. И., 1988). Они наблюдаются в виде небольших даек мощностью до 0,5 м с резкими интрузивными контактами и иногда выраженными зонами закалки. Возрастное положение этих даек определяется тем, что они срезают жилы нефелиновых сиенитов, но сами пересечены карбонатитами.

Слагающие дайки щелочных пикритов мелкозернистые, до микрозернистых в зальбандах, зеленовато-черные или темно-серые породы, в целом, похожи на порфиroidные оливиновые мельтейгиты, но содержат более крупные вкрапленники оливина и пироксена. Характерно широкое развитие флогопита в виде мелких чешуек и их агрегатов, а также более крупных пойкилитических зерен. Так же как и в порфиroidных оливиновых мельтейгитах, наблюдаются глобулевидные выделения кальцита. В приконтактной части одной из даек в плотном стекловатом базисе обнаружены нацело замещенные по характеру выделения напоминающие мелилит (Сафронова Г. П., Богачев А. И., 1988)..

По химическому составу породы дайковой фации являются ультраосновными щелочными породами, сильно обедненными кремнеземом и соответственно обогащенными щелочами. В распределении щелочей в рассматриваемых породах наблюдаются следующие соотношения: в порфиroidных оливиновых мельтейгитах Na_2O преобладает над K_2O , а в щелочных пикритах отношение обратное - значительно преобладает калий над натрием. Характерно повышенное содержание MgO в исследуемых породах, достигающее в щелочных пикритах 22,24%. Количество CaO колеблется около 13% в оливиновых мельтейгитах, в щелочных пикритах оно достигает 16,61% при среднем содержании 12,79%, такие содержания дают при расчете достаточно большое количество нормативного ларнита. Высокое содержание K_2O выражается в присутствии нормативного лейцита.

По распределению микроэлементов рассматриваемые породы соответствуют щелочным магматическим ассоциациям, для которых свойственна повышенная концентрация LIL и HFS элементов.

Рассмотренные петрографические и геохимические особенности щелочно-ультраосновных дайковых пород Тикшеозерского массива, а также рассчитанный на основе химических анализов нормативный состав этих пород дают основание сопоставлять порфиroidные оливиновые мельтейгиты с оливино-мелилитовыми меланефелинитами. Кроме того, известно, что при содержании в химическом составе породы 10% нормативного ларнита, породу относят к мелилититам (Классификация..., 1997). Отмеченное присутствие мелилита в эндоконтактах даек подтверждает возможную принадлежность тикшеозерских щелочных пикритов к мелилитовым пикритах, выделяемым в качестве самостоятельного вида в ряде классификации, например в (Магматические горные породы..., 1983)

Важно, что магнезиальное число $Mg/(Mg + Fe)$ в щелочно-ультраосновных дайковых породах массива равно в среднем 0,75, т. е. эти породы являются слабо дифференцированными и, вероятно, достаточно примитивными, чтобы находиться в равновесных условиях с мантийным перидотитом (Eggler D. H., 1989). Очень близкие по составу оливиновые мельтейгит-порфиры на Турьем полуострове рассматриваются в качестве родоначальной магмы палеозойского комплекса ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии (Bulah A. G. et. al., 2004).

Все это наряду с геологическими данными, свидетельствующими о принадлежности гипабиссальных порфировидных оливиновых мельтейгитов к Тикшеозерскому фойдолит-карбонатитовому комплексу, дает нам право рассматривать указанные породы как модельные составы исходной магмы этого комплекса.

В работе был использован предложенный Д. Эгглером (Eggler D. H., 1989) на основе экспериментальных данных способ оценки глубины–давления магмогенерации путем расчета «мантийной нормы» в породах и последующих графических построений. Согласно расчету, давление и глубина образования порфировидных оливиновых мельтейгитов составляет приблизительно 25-30 кбар и 80-100 км (Франтц, 2006). Таким образом, можно предполагать, что первичные расплавы протерозойского Тикшеозерского фойдолит-карбонатитового комплекса несколько более глубинные, чем первичные расплавы палеозойских карбонатитовых комплексов Кольского полуострова и Северной Карелии (Ivanikov V. V. et. al., 1998; Bulah A. G. et. al., 2004).

Автор благодарит В. В. Иваникова за ценные советы и замечания при обсуждении работы.

ЛИТЕРАТУРА

Кашеева Н. А. (Франтц Н. А.) Некоторые особенности геохимии и минералогии карбонатитов Тикшеозерского массива (Северная Карелия) // Материалы конференции «Геология и геоэкология Фенноскандии, Северо-Запада и Центра России» / Под ред. А. И. Голубева Петрозаводск, 2000.

Иваников В. В., Франтц Н. А. О возрасте, тектонической позиции и происхождении карбонатитов Тикшеозерского массива в Северной Карелии // Материалы конференции «Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон» / Под ред. А. И. Голубева Петрозаводск, 2002.

Кочурова Р. Н., Иваников В.В. О природе оливиновых мельтейгит-порфиров Турьего полуострова // Вестник ЛГУ, 1976. Сер.7, N 12.

Кухаренко А. А. и др. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: 1965. 5. Рухлов А. С. Дайки и трубки взрыва кандалакшского грабена (Кольская щелочная провинция): модели магматических процессов и эволюции субконтинентальной мантии. Канд. дис. СПб., 1999. Сафронова Г. П., Богачев А. И. Щелочные комплексы Карелии, их рудоносность и локальное прогнозирование (Северная Карелия, Приладожье). Промежуточный отчет Ин-та геологии Карельского филиала АН СССР. Петрозаводск, 1988.

Ivanikov V. V., Rukhlov A. C., Bell K. Magmatic evolution of the melilite-carbonatite-nephelinite dyke series of the Turi peninsula (Kandalaksha Bay, White Sea, Russia) // J. of Petrology. 1998. V. 39, N 11-12.

Классификация магматических (изверженных) пород и слова терминов / Перевод с англ.; Под ред. С. В. Ефремовой. М., 1997.

Магматические горные породы. Классификация и номенклатура./ Под. ред. О. А. Богатикова. М. 1983

Eggler D. H. Carbonatites, primary melts, and mantle dynamics // Carbonatites. Evolution and genesis / Ed. by K. Bell. London, 1989.

Bulah A. G., Ivanikov V. V., Orlova M. P. Overview of carbonatite-phoskorite complexes of the Kola Alkaline Province in the context of a Scandinavian North Atlantic Alkaline Province // Phoskorites and carbonatites from mantle to mine: the key of the Kola Alkaline Province / Eds. F. Wall, A. N. Zaitsev. London, 2004.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА ГРАБЕНА ОСЛО

Хорошкева М.Н.

СПбГУ, Санкт-Петербург, obchaga_blin@mail.ru

В последние годы геохимические данные активно используются для выявления генезиса осадочных пород. Особых успехов в этом достигли Я. Э. Юдович, А. В. Маслов, но разработанные закономерности устанавливались при работе с сильно метаморфизованными породами.

В моем распоряжении были образцы пород слабо затронутых метаморфизмом, а разрез пород представляет собой переход от континентальных к морским осадкам.

Таким образом целью работы является на примере данного разреза выявить геохимические индикаторы генезиса морских и континентальных отложений

Объект исследования находится в южной части Фенноскандии, своеобразным участком которой является район Осло—участок земной коры, опустившийся в эпоху каледонской складчатости. Горные породы района Осло отличаются от общего комплекса пород южной Норвегии. Породы этого района представлены преимущественно отложениями кембро-силурийского возраста, так же широко представлен комплекс щелочных и субщелочных магматических пород пермского возраста.

Песчано-карбонатные отложения раннесилурийского возраста Осло-грабена являются предметом исследования в данной работе. Изученный разрез расположен в 30 км к северо-западу от г. Осло. По простирацию в разрезе можно проследить ререход от морских фаций к континентальным. В работе были использованы данные петрографических исследований, гранулометрический анализ в шлифах, рентгено-спектрального силикатного анализа, а так же полуколичественного спектрального анализа.

Отобранные породы подставляют собой песчаники, известняки и доломиты с большим содержанием терригенной примеси. Породы очень плотные твердые буро-красного, реже серого цвета.

Текстура песчаников неоднороднослоистые и тонкослоистые, реже массивные. Структура обломочная алевритовая, зерна неокатанные и плохо окатанные. Обломки представлены кварцем (25-50%), полевыми шпатами, обломки которых часто сильно пилитизированы, мусковитом, а также обломками пород (10-40%), преимущественно кварцитов. Так же присутствует глинистая составляющая в виде линзочек и прослоев. Цемент песчаников типа заполнения пор по составу преимущественно карбонатно-глинистый, реже карбонатно-гидрослюдистый, и составляет до 40% массы породы. Так же наблюдается вторичная карбонатизация, о чем свидетельствует замещение кальцитом зерен первичных минералов.

Для классификации песчаников по минеральному составу была использована классификация осадочных пород по Н. В. Логвиненко (рис. 1). Как видно из треугольной диаграммы, большинство точек ложится в поле пород смешанного типа (10), а также в поле полимиктовых аркозовых песчаников (7). Такое расположение точек на треугольной диаграмме, а также плохая окатанность обломков свидетельствует о близости области сноса.

Карбонатные породы имеют массивную текстуру, редко скрытослоистую, наблюдаются крупные кристаллы вторичного кальцита. Структура карбонатных пород пелитоморфная микрообломочная.

Карбонатные породы имеют смешанный состав и представлены доломитовыми известняками, известковыми и известковистыми доломитами (рис.2). Присутствуют зерна гидрослюды. Количество терригенной примеси от 10 до 40%. Так же присутствует незначительное количество глинистых минералов в виде линзочек и прослоев мощностью до 0,2мм. Так же присутствуют минералы гидроокислов железа, которыми окрашены эти породы.

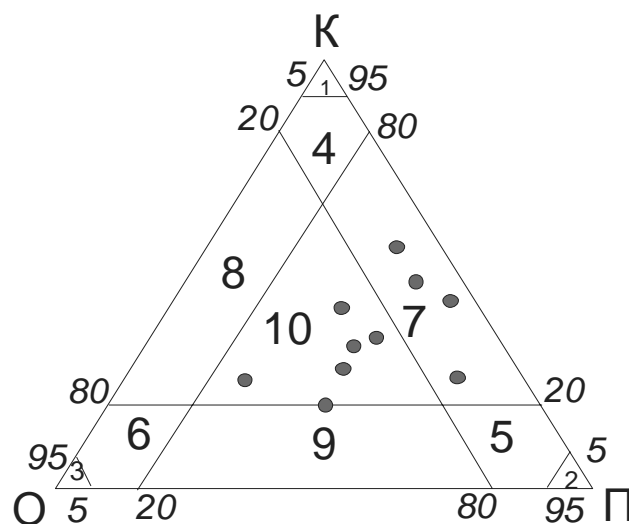
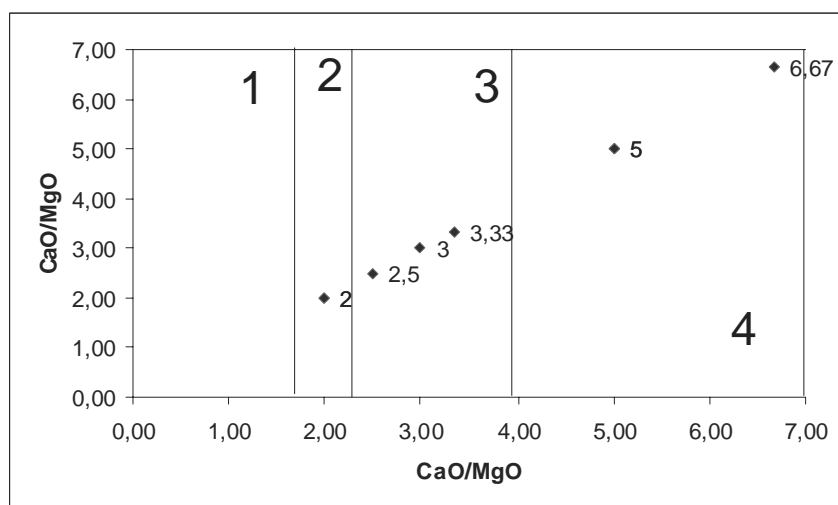


Рис. 1. Классификация осадочных пород по Н.В. Логвиненко.

К-кварц, О-обломки пород, П-полевой шпат и слюда. Мономинеральные и полимиктовые песчаники: 1-кварцевые, 2-полевошпатовые, 3-лититовые; олигомиктовые: 4-полевошпатово-кварцевые, 5-кварц-полевошпатовые, 6-кварц-литонидные; полимиктовые: 7-аркозовые, 8-литонидные аркозы, 9-граувакковые, 10-породы смешанного состава-аркозо-граувакки.



1. доломит
2. доломит известковистый
3. доломит известковый
4. известняк доломитовый

Рис.2. Схема классификации карбонатных пород

Для более детальной классификации, реконструкции состава и особенностей преобразования пород в источниках сноса, расшифровки физико-химических и геодинамических особенностей обстановок осадконакопления была использована система литохимических модулей, предложенных Я. Э. Юдовичем. Так же в работе были использованы ряд классификационных диаграмм, такие как: Классификационная диаграмма Ф. Петтиджона, диаграмма А.Г. Коссовской и М.И. Тучковой для песчаников, схема классификации карбонатных пород по Фролову (рис.2).

Рассчитав различные модули пользуясь данными рентгено-спектрального силикатного анализа, были получены данные о том, что изученные породы соответствуют мезомиктовым и полимиктовым нормально-щелочным кварцевым песчаникам и алевролитам. Отметим также, что для континентальных отложений характерны более высокие значения натриевого, щелочного модулей модуль, а так же общей нормативной щелочности. Для морских отложений характерны повышенные значения гидролизатного, алюмокремниевое и железного модулей. По данным полуколичественного спектрального анализа выделяются некоторые закономерности распределения по простиранию концентрации различных элементов. Уменьшение концентраций Zr, Sc, Ti, Cr и напротив увеличение концентраций таких элементов как Ni и Mn. Отметим так же отсутствие изменений в концентрации Sr и Co.

Таким образом, в результате проведенных исследований на примере конкретного разреза 1)установлены литохимические модули-индикаторы континентального и морского типов осадконакопления; 2) Выявлены элементы-индикаторы континентальных (Zr, Sc, Ti, Cr) и морских (Ni, Mn) отложений.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ

ГЕНЕЗИС ПОСЛЕЛЕДНИКОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ВЕРХНЕМ ТЕЧЕНИИ Р. ВЫЧЕГДЫ ПО ДАННЫМ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО И ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗОВ

М.Н. Буравская, Ю.В. Братушак

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

Река Вычегда представляет собой типично равнинную реку с хорошо разработанной долиной. На своем протяжении река сильно меандрирует, образуя старицы и озера, постепенно превращающиеся в болота. На любой стадии развития речной долины происходят процессы эрозии, переноса и аккумуляции аллювиального материала.

С целью проведения фациального расчленения аллювиальной толщи были изучены геологическое строение и гранулометрический состав отложений. Палинологический анализ применялся для выяснения палео-

географических обстановок, обусловленных изменениями климата на данной территории и установления времени седиментации. Нами были изучены аллювиальные отложения в разрезе Парч, находящемся на левом берегу в 2 км ниже по течению от с. Парч (рис. 1). Живая сила воды на этом участке в настоящее время сосредоточена на образовании левого меандра, что приводит к размыву данного берега с уничтожением старой аллювиальной толщи и переносу песчаного материала к противоположному берегу.

При изучении аллювиальных осадков мы придерживались принципиальной схемы строения аллювия, разработанной Е.В. Шанцером (Шанцер, 1966). Согласно данной схеме, в строении аллювиальных отложений наблюдается определенная последовательность – циклотема, характеризующаяся изменением гранулометрического состава осадков снизу вверх по разрезу от грубых (русловая фация) до мелко- и тонкозернистых (пойменная, старичная фации). Фации аллювия отличаются хорошей сортировкой материала и, кроме того,

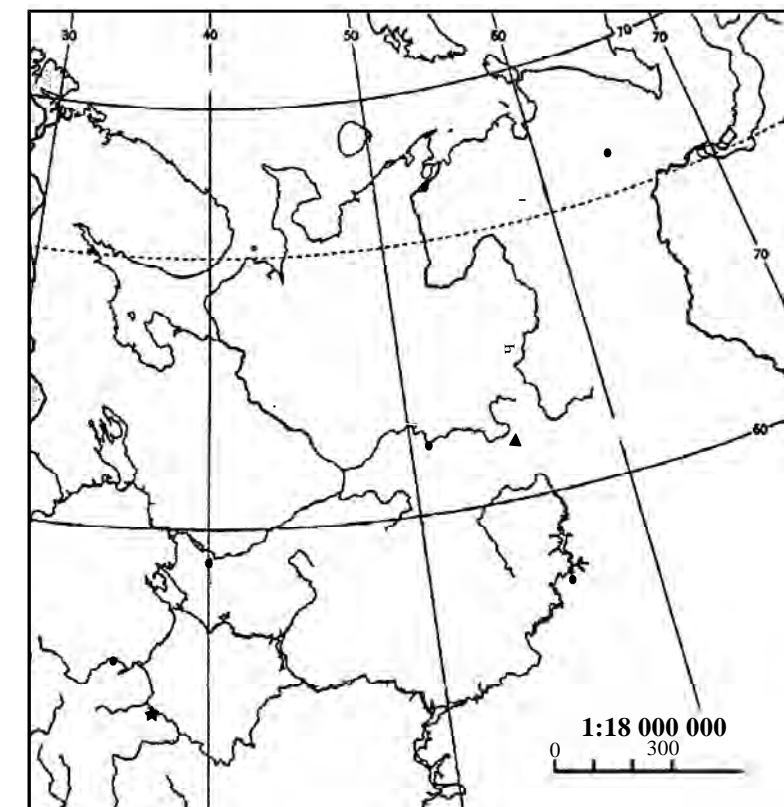


Рис. 1. Схема расположения разреза Парч

различной слоистостью: русловые отложения, как правило, имеют косую однонаправленную слоистость, а пойменные и старичные – горизонтальную, волнистую.

Разрез Парч общей мощностью 4.35 м имеет следующее строение (снизу вверх):

1. 0.0 – 0.50. Песок среднезернистый серого цвета, неслоистый хорошо сортированный ($S_c = 0.78$) с прослоями суглинка и линзами гумусированных осадков мощностью 1-2 мм.
2. 0.50 – 1.40. Русловые осадки, сложенные светло-серыми, желтовато-коричневыми песками ($d_{cp} = 0.108$). Характерна косая слоистость. Отложения хорошо сортированные ($S_c = 0.79$).
3. 1.40 – 3.65. Супесчано-суглинистые породы коричневого цвета – отложения паводковых вод, выделенные нами в пойменную фацию аллювия. Осадки плохо сортированные ($S_c = 0.29$), тонкие по структуре ($d_{cp} = 0.026$).
4. 3.65 – 4.35. Почвенно-растительный слой.

Гумусированный материал, слагающий линзы в основании разреза, был изучен палинологическим методом. Для установления возраста данных отложений с высокой степенью надежности было осуществлено радиоуглеродное датирование в лаборатории Л.Д. Сулержицкого ГИН РАН.

В составе спорово-пыльцевого спектра (СПС) доминирует пыльца древесных растений (64 %). На долю трав и спор приходится 34 % и 2 % соответственно. Среди древесных преобладают представители семейства *Betulaceae* (77 %), в числе которых: *Betula* sect. *Nanae* (54 %), являющаяся растением-индикатором тундрово-

го типа спорово-пыльцевого спектра, *Betula* sect. *Fruticosa* (16 %) и *Betula* sect. *Albae* (6 %). Встречена также пыльца ивовых рода *Salix* (13 %), которые, вероятно, концентрировались на береговых склонах. Хвойные *Picea*, *Pinus silvestris* отмечены в единичном количестве. Встреченные единичные зерна широколиственных пород *Quercus*, *Corylus*, и *Carpinus* вероятно переотложенные. Среди трав господствуют *Asteraceae* (19 %), *Ranunculaceae* (17 %), *Chenopodiaceae* (14 %), *Rosaceae* (13 %). Присутствует также пыльца осоковых (14 %). В незначительном количестве встречена пыльца разнотравья (*Primulaceae*, *Poaceae*, *Rubiaceae*, *Cichoriaceae*, *Brassicaceae*) и водных растений – *Nymphaeaceae*, *Alsinaceae*. На долю споровых приходятся единичные содержания *Equisetaceae*, *Sphagnum*, *Polypodiaceae*.

Таким образом, основная роль в растительном комплексе принадлежит тундровым и степным элементам. Вероятно, СПС отражает перигляциальный растительный комплекс в позднем дриасе (DR-3), когда на Европейском Северо-Востоке имела место эпоха похолодания (Никифорова, 1982). Это предположение подтверждается и радиоуглеродной датировкой $10\,370 \pm 90$ лет.

Исходя из полученных данных литологического и палинологического исследований, можно сделать следующие выводы относительно генезиса изученных отложений:

1. Подстилающая толща, возможно, представляет собой отложения озерно-болотного генезиса предыдущего эрозионного цикла. Формирование происходило в позднем дриасе в результате перемещения русла Вычегды на юго-запад. При этом на месте старого положения русла возник небольшой, впоследствии заболоченный водоем. В разрезе эти озерно-болотные осадки мы наблюдаем в виде линз гумусированного материала.

2. По результатам гранулометрического анализа в пачках 2-3 наблюдается гранулометрическая дифференциация, то есть изменение размерности отложений снизу вверх по разрезу от песчаных хорошо сортированных до супесчано-суглинистых слабо-сортированных осадков, что может указывать на аллювиальную обстановку седиментации (Шанцер, 1966). Были выделены русловая (рис. 2, обр. 2) и пойменная (рис. 2, обр. 4, 7, 9) группы фаций. Провести более детальное фациальное расчленение не удалось, так как аллювиальный цикл в данном разрезе представлен неполным набором фаций. Это можно объяснить размывом предыдущих фаций и переносом материала вниз по течению в результате боковой эрозионной деятельности реки.

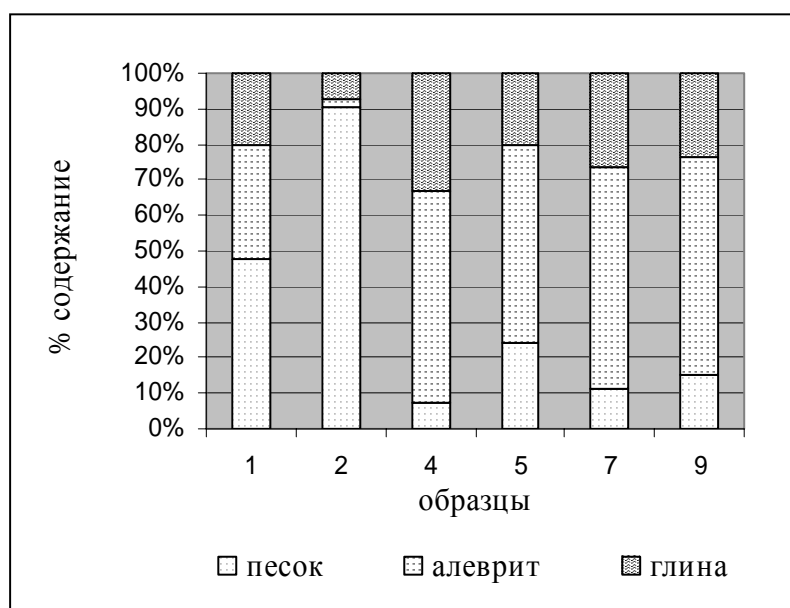


Рис. 2. Гранулометрический состав позднеледниковых отложений разреза Парч

ЛИТЕРАТУРА

Никифорова Л.Д. Динамика ландшафтных зон голоцена Северо-востока европейской части СССР // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 154-162.

Шанцер Е.В. Очерки учения о генетических типах континентальных осадочных образований. М., 1966. 239 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 161).

РАЗВИТИЕ РАСТИТЕЛЬНОСТИ ЮГО-ВОСТОЧНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА (БОЛОТО ТИКАЧЕВСКОЕ) В ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЕ И ГОЛОЦЕНЕ

Васько О.В.

Институт геологии КарНЦ РАН

Исследованное болото располагается на юго-восточном побережье Онежского озера, в пределах Андомской возвышенности ($61^{\circ}24'$ с.ш., $36^{\circ}36'57''$ в.д. 68 m a.s.l.), и относится к болотной системе, сформировавшейся на глинистых моренах. Основу современного растительного покрова составляют леса. Коренными на-

саждениями являются ельники, растущие на суглинках и сосновые леса, распространенные на легких песчаных и супесчаных почвах. Не менее важной лесообразующей породой является и береза. Климат умеренно континентальный.

Для палинологического анализа с глубины 3,45–2,10 м была отобрана колонка. Образцы взяты через 5 см. С помощью программы Tilia составлена спорово-пыльцевая диаграмма и выделено 6 палинозон (ПЗ), спектры которых формировались на протяжении позднеледниковья и голоцена. На основании палеоботанического анализа есть возможность восстановить изменения происходящие в растительности начиная с конца позднеледниковья и до голоцена.

Интерес к изучению данной территории вызван малой изученностью юго-восточной территории, обилием материала, относящегося к голоцену и сосредоточенного, главным образом на севере Онежского озера, а также неодновременностью зарождения озер юго-восточного побережья, ввиду своеобразности рельефа и неодновременностью таяния массивов мертвого льда.

Отложения **позднеледниковья** данного разреза (гл. 3,45–2,50 м) соответствуют спорово-пыльцевым зонам (ПЗ1–ПЗ3), отобраны из слоя серой гомогенной глины, подстилаемой песком. Для них характерно присутствие пыльцы *Artemisia*, *Chenopodiaceae* и *Cyperaceae*. Пыльца древесных форм растительности, представленная в основном *B. Albae*, а также пыльца широколиственных пород деревьев, является переотложенной. Интересно отметить присутствие в небольшом количестве (непрерывающаяся кривая) пыльцы *Picea* и *Pinus*, скорее всего свободно переносимой ветром на необлесенные участки суши из более южных районов. Отмечено наличие пыльцевых зерен *Betula pampa* – тундрового компонента, значение которого велико даже при малом количестве в спектре, так как пыльцевая продуктивность данного вида очень мала. Единично встречаются зерна *Ephedra* – степного элемента флоры, характеризующего сухие, светлые и каменистые участки суши, а также отмечена пыльца арктоальпийского вида *Rubus chamaemorus* (морошка) – тундрового компонента флоры. Отмечены зерна *Helianthemum* – гелиофита, подтверждающего несомненность растительного покрова. Пыльца сем. *Brassicaceae*, *Primulaceae*, рода *Thalictrum*, *Saxifraga*, – представлена арктическими и арктоальпийскими видами. Значение пыльцы водных растений и споровых невелико. Присутствуют дочетвертичные спороморфы.

Учитывая данные пыльцевых спектров ПЗ 1–ПЗ 3, присутствие арктических, тундровых и степных компонентов флоры, можно говорить об образовании данных спектров в течение холодного и сухого позднего дриаса (DR 3). Возможно есть отложения аллереда (AL), но ввиду сглаженности спектров и переотложенности древесной пыльцы, выделить его сложно. Поэтому можно предположить, что представлены нерасчлененные осадки позднеледниковья.

На территории в данный период распространялись перигляциальные полынно-маревые и тундровые группировки. Природная обстановка позднеледниковья характеризуется резко континентальным климатом.

Пребореальные отложения (гл. 2,50 – 2,35 м), из слоя серой, гомогенной глины соответствуют ПЗ 4. Ввиду того, что отложения маломощные, скорее всего был перерыв в осадконакоплении. Растительность имела сложный мозаичный характер, наряду с тундровыми и арктическими видами отмечена пыльца широколиственных пород деревьев *Tilia*, *Ulmus*, *Carpinus*. Отмечен небольшой пик пыльцы *B. Albae*, поэтому установить границы пребореала сложно, поскольку происходит перераспределение пыльцы за счет *Cyperaceae*, отражающего узлокальные условия осадконакопления. В целом изменения в спорово-пыльцевых спектрах идут в сторону бореализации флоры и распространения лесного комплекса растительности, хотя еще сохраняются связи с позднеледниковьем, вероятно связанная с остаточными массивами мертвого льда, выраженная в присутствии перигляциальных и тундровых группировок. Распространялись березовые редкостойные ценозы. В это время нарастает тепло- и влагообеспеченность климата.

Отложения **бореального** времени выделены на гл. 2,35 – 2,23 м, из слоя коричневых алевроитов и соответствуют ПЗ 5. Растительность представлена в основном березовыми лесами, увеличивается роль сосны и ели. Возрастает значение термофильных элементов, таких как *Ulmus*, *Tilia*, а количество трав *Artemisia* и *Chenopodiaceae* резко снижается и к концу зоны сходит на нет. Растет значение разнотравья. Изменение характера растительности указывает на распространение лесов, снижение роли тундровых и степных группировок. Резкое увеличение в группе споровых *Polypodiaceae* говорит о присутствии развитых почв. Пик *Equisetum* отражает регрессию водоема. С глубины 2,26–2,16 м получена радиоуглеродная датировка C^{14} 7470 ± 300 (JE – 7045) которая позволяет утверждать об образовании данного слоя в бореальное время. Растительность бореального времени представлена среднетаежными березово-сосновыми разнотравными ценозами. Климатические условия приближаются к современным.

Климатическому оптимуму голоцена, а точнее первой половине **атлантического** периода соответствует ПЗ 6 с гл. 2,23 – 2,10 м, из слоя темно-коричневого сапропеля с органикой. Отмечено максимальное присутствие пыльцы древесных, в основном представленных *Picea* и *Pinus* с подчиненным значением *B. Albae*. Увеличивается количество термофильных элементов *Ulmus*, *Quercus*, *Tilia*. В данное время произрастали елово-сосновые южнотаежные леса.

Смена климатических условий позднеледникового и начала голоцена ведет к перестройке в растительном покрове и замене одних ценозов на другие. Ввиду сложности рельефа юго-восточной части Онежского озера и неравномерности таяния ледника, имеющего лопастную структуру, распространение лесной растительности было затруднено и долго ощущалось «дыхание» ледника. Перигляциальные растительные группировки сменялись на тундровые, затем стали распространяться лесные сообщества с преобладанием в них березовых ценозов, которые впоследствии в бореале сменялись на березово-сосново-еловые леса. В атлантикуме уже господствуют еловые южнотаежные леса.

Ввиду того, что колонка была отобрана не полностью, диаграмма носит незавершенный характер. Выше лежащие отложения формировались на заключительных этапах голоцена.

ГЕОХИМИЯ АЛЛЮВИЯ РЕК ЛОВОЗЕРСКИХ ТУНДР И ХИБИН (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ)

Б.П. Гузеев^{1, 2}, В.П. Шевченко³, А.С. Саввичев⁴, А.Н. Новигатский³, А.А. Карпенко³

¹Лицей № 1553 "Лицей на Донской", guzeev27@mail.ru

²Дом научно-технического творчества молодежи МГДД(Ю)Т, г. Москва

³Институт океанологии им. П.П. Шишова РАН, г. Москва

⁴Институт микробиологии им. С.Н. Виноградского РАН, г. Москва

Введение. Кольский полуостров находится на Балтийском щите, который сложен в основном древнейшими кристаллическими породами возрастом более миллиарда лет (гранитами, гнейсами, кварцитами, кристаллическими сланцами). На Кольском полуострове известны проявления среднепалеозойского щелочно-ультраосновного магматизма (Милановский, 1987). Здесь к среднему палеозою, в основном к девону, относится формирование двух крупных интрузивных массивов центрального типа – Хибинского и Ловозерского, сложенных нефелиновыми сиенитами, а также ийолит-уртитам, малиньитами и другими щелочными породами, которые заключают месторождения апатита, нефелина и редких элементов. Формирование Ловозерских и Хибинских массивов, возможно, завершилось лишь в карбоне. Геология Кольского п-ва сравнительно хорошо изучена (Милановский, 1987), но в литературе нам не удалось найти публикаций по геохимии аллювия рек этого региона.

Аллювий – отложения, накапливающиеся на дне речных долин. Эти отложения состоят из обломочного материала различной зернистости, степени окатанности и сортировки (Горшков, Якушова, 1973). В составе аллювия отражается состав тех участков суши, с которых вода поступает в данную реку, поэтому, изучая донные отложения рек, мы можем получить представление о составе горных пород в бассейне их водосбора. Целью данной работы является изучение элементного состава донных отложений рек Ловозерских тундр и Хибин.

Материалы и методы. Отбор проб аллювия был выполнен на Кольском полуострове в период с 3 по 29 июля 2004 г. Местонахождение районов исследования показано на рисунке 1. 8 проб аллювия было отобрано в Ловозерском районе, 4 пробы в Хибинах, по 1 пробе в реках Китца и Сейда.

Пробы аллювия отбирались со дна рек, ручьев пластмассовой банкой с глубины 0.1–0.3 м и упаковывались в пластмассовые баночки. Вопрос о фракции, которую следует отсеивать из пробы для её передачи на анализ, однозначного решения не имеет. Чаще всего анализируются фракции <1.0 мм или <0.5 мм (Соловов, 1985). Мы просеивали пробы через сито с размером ячеек 1 мм в лаборатории в Институте океанологии им. П.П. Шишова РАН и в дальнейшем определяли состав фракции <1 мм. Минеральный состав этой фракции был изучен с помощью бинокуляра. После высушивания материал этой фракции мы растирали в агатовой ступке. Содержание Si, Al и P было определено А.Б. Исаевой и Е.О. Золотых фотометрическим методом (Гельман, Старобина, 1976). Элементный состав осадков определяли методом нейтронно-активационного анализа в Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (аналитик – Д.Ю. Сапожников).

Нейтронно-активационный анализ – метод элементного анализа вещества, основанный на активации ядер атомов и исследовании образовавшихся радиоактивных изотопов (Щулепников, 1988). Вещество облучают потоком нейтронов с энергией 0.025 эВ. Затем определяют порядковые номера и массовые числа образовавшихся радионуклидов по их периодам полураспада и энергиям излучения, которые табулированы. Активность образовавшегося радионуклида пропорциональна числу ядер исходного изотопа, участвовавшего в ядерной реакции.

Результаты и их обсуждение

Наиболее распространенными минералами во фракции <1 мм изученных нами проб аллювия рек Кольского полуострова являются полевые шпаты. В этих пробах высока также доля эгирина, амфиболов и глинистых минералов. В то же время были обнаружены только следы кварца и кальцита. Минеральная ассоциация, обнаруженная в аллювии рек Ловозерских тундр и Хибин, характерна для продуктов разрушения щелочно-ультраосновных пород (Бетехтин, 1956).

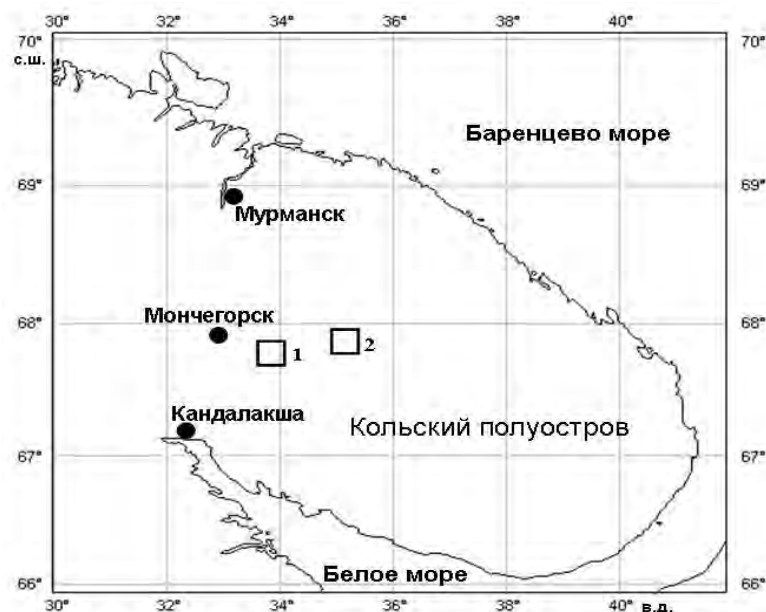


Рис. 1. Схема расположения районов отбора проб аллювия:
1 – Хибины; 2 – Ловозерские тундры.

Содержание кремнезема (SiO_2) в аллювии рек Ловозерских тундр ($n = 8$ проб) варьирует от 44.81 до 54.56%, составляя в среднем 51.73%, а в аллювии Хибин ($n = 3$ проб) – от 38.55 до 52.56%, в среднем 45.46%. Содержание натрия и калия в этих пробах выше из кларковых значений (Taylor, 1964). По содержанию кремнезема и щелочных элементов (Na, K) аллювий Ловозерских тундр близок к составу нефелиновых сиенитов, а аллювий Хибин – к составу ийолит-уртитов и нефелиновых сиенитов (Горшков, Якушова, 1973).

Содержание Ca, Sc, Co, Cr, Zn в пробах, собранных в экспедиции, ниже среднего их содержания в земной коре, причём в Хибинских пробах аллювия содержание Cr (Рис. 2) во много раз меньше среднего состава земной коры (Taylor, 1964) и содержания в глинах платформ (Григорьев, 2002).

Содержание As и Sb в пробах, собранных в Хибинских и Ловозёрских реках, выше среднего их содержания в земной коре, но ниже содержания в глинах платформ. В реках Сейда и Китца содержания этих элементов близко к среднему составу земной коры.

Редкоземельные элементы – химические элементы побочной подгруппы 3 группы периодической системы (лантаноиды). Распространены в земной коре сравнительно редко, образуют нерастворимые оксиды (устаревшее название – земли) – отсюда их название (Прохоров, 2000). Содержание La, Ce и других редкоземельных элементов в пробах аллювия, собранных в Хибинских и Ловозёрских реках, во много раз выше среднего состава земной коры и содержания в глинах, а также в реках Сейда и Китца (Рис. 3). Это объясняется тем, что в Хибинах и Ловозерских тундрах широко распространены нефелиновые сиениты, обогащенные редкоземельными элементами (Перельман, 1989).

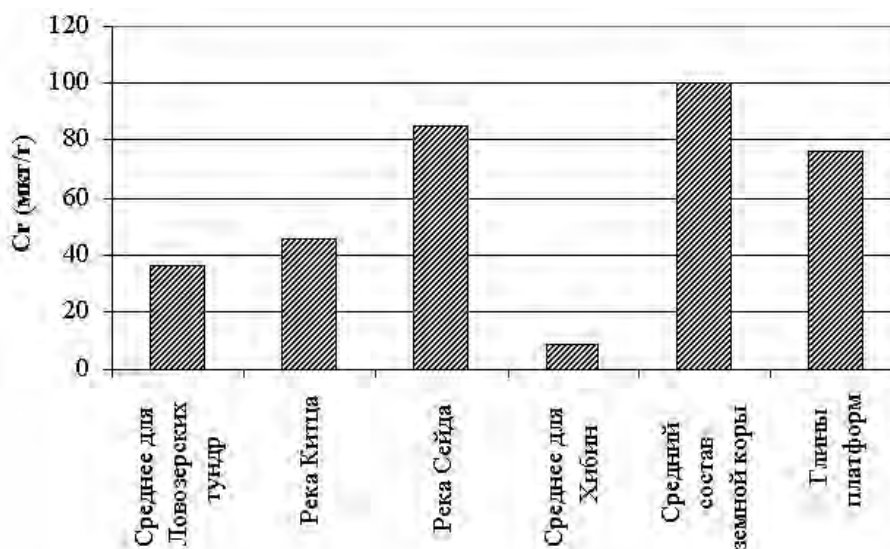


Рис. 2. Содержание хрома в аллювии рек Кольского п-ва (наши данные), в земной коре (Taylor, 1964) и в глинах платформ (Григорьев, 2002).

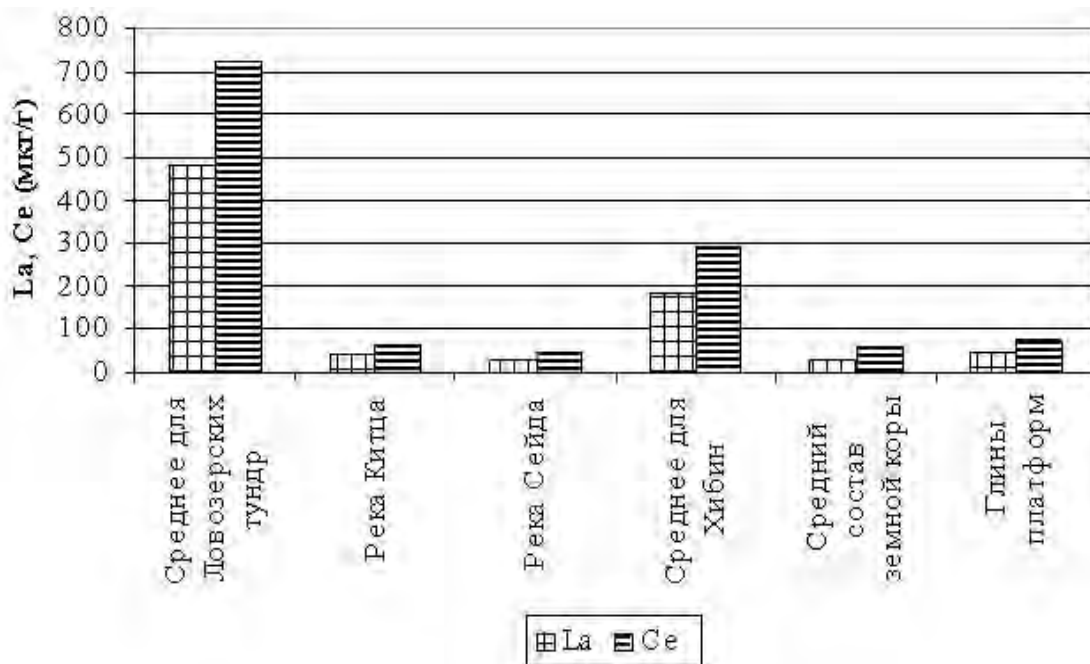


Рис. 3. Содержание лантана и церия в аллювии рек Кольского п-ва (наши данные), в земной коре (Taylor, 1964) и в глинах платформ (Григорьев, 2002).

Содержание Fe в пробах, собранных в реках Сейда и Китца, меньше среднего состава земной коры, а содержание железа в Хибинских и Ловозерских реках близкое к среднему составу земной коры, но выше среднего содержания в реках Северной Карелии (Погорельский, 2001).

Выводы

1) Наиболее распространенными минералами во фракции <1 мм изученных нами проб аллювия рек Кольского полуострова являются полевые шпаты, эгирин, амфиболы и глинистые минералы. Такой минеральный состав характерен для щелочных магматических пород.

2) По содержанию кремнезема и щелочных элементов (Na, K) аллювий Ловозерских тундр близок к составу нефелиновых сиенитов, а аллювий Хибин – к составу ийолит-уртитов и нефелиновых сиенитов. Содержание Fe в пробах аллювия, собранных в Ловозерских и Хибинских реках, примерно соответствует среднему составу земной коры и среднему содержанию в глинах платформ.

3) Содержание Ca, Sc, Cr, Co в пробах аллювия, собранных в Ловозерских и Хибинских реках, меньше среднего их среднего содержания в земной коре и в глинах платформ.

4) Содержание As, Sb в пробах аллювия рек Кольского полуострова незначительно выше среднего содержания этих элементов в земной коре и в глинах платформ.

5) Содержание La, Ce и других редкоземельных элементов в пробах аллювия, собранных в Ловозерских и Хибинских реках, во много раз выше их среднего содержания в земной коре и в глинах платформ. Вызвано это тем, что в Ловозерских тундрах и в Хибинах широко распространены нефелиновые сиениты, значительно обогащенные редкоземельными элементами.

Благодарности

Авторы благодарят Д.Ю. Сапожникова, А.Б. Исаеву, Е.О. Золотых за помощь в выполнении анализов. Работа была выполнена при финансовой поддержке Лицея № 1553 “Лицей на Донской”, г. Москва, Дома научно-технического творчества молодежи МГД(Ю)Т, г. Москва, Гранта поддержки ведущих научных школ НШ-2236.2006.5, проекта «Наночастицы во внутренних и внешних сферах Земли» ОНЗ РАН.

ЛИТЕРАТУРА

- Бетехтин А.Г. Курс минералогии. М.: Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр, 1956. 558 с.
- Гельман Е.М., Старобина И.З. Фотометрические методы определения породообразующих элементов в рудах, горных породах и минералах (методические материалы Центральной лаборатории СЗГУ). М.: ГЕОХИ АН СССР, 1976. 69 с.
- Горшков Г. П., Якушова А. Ф. Общая геология. М.: Изд-во МГУ, 1973, 592 с.
- Григорьев Н.А. О кларковом содержании химических элементов в верхней части континентальной коры // Литосфера. 2002. № 1. С. 61–71.
- Милановский Е.Е. Геология СССР. Ч. I. М.: Изд-во МГУ, 1987. 416 с.
- Перельман А.И. Геохимия. М.: Высшая школа, 1989. 528 с.

Погорельский Н. Химический состав аллювия как одна из характеристик бассейна водосбора рек. Курсовая работа. М.: Донская гимназия (средняя школа № 1333), 2001. 28 с.

Прохоров А.М. (гл. редактор). Большой энциклопедический словарь. М.: Большая Российская Энциклопедия, 2000, 1454 с.

Соловов А.П. Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. Учебник для вузов. М.: Недра, 1985. 294 с.

Щулепников М. Н. Активационный анализ // Химическая энциклопедия. Т.1. Гл. ред. Кнунянц. М.: Советская энциклопедия, 1988. С. 72–73.

Taylor S.R. The abundance of chemical elements in the continental crust – a new table // Geochim. Cosmochim. Acta. 1964. V. 28. P. 1273–1285.

***ГЕОФИЗИКА
И ПЕТРОФИЗИКА***

ПРЕДВАРИТЕЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ СЕЙСМОМЕТРИИ И ГРАВИМЕТРИИ ДЛЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Глазнев В.Н., Жирова А.М., Раевский А.Б.

Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, anzhelaz@geoksc.apatity.ru

Целью исследования является создание 3D- комплексной геофизической модели строения верхней коры центральной части Кольского полуострова, главным объектом которой является крупнейший в мире Хибинский щелочной массив, а также выяснение его взаимоотношений с прилегающими геологическими структурами.

Основной предпосылкой к комплексированию геофизических методов и комплексной интерпретации данных является недостаточность информации (Никитин, 1997) для строгого решения обратных задач геофизики в сложно-построенных неоднородных средах в рамках одного метода геофизики. Именно необходимость восполнения недостающей информации в одних геофизических методах за счет информации из других методов и приводит к идее комплексной интерпретации в современной постановке (Страхов, 2003). Построение комплексной модели земной коры основано на согласованной интерпретации наблюдаемых геофизических полей и максимально возможном учете априорной геологической информации о поверхностных образованиях региона. Основой для такой согласованной интерпретации служат корреляционные зависимости одних физических свойств среды от других. В данном исследовании используются взаимосвязи между скоростью распространения сейсмических волн в породах от плотности этих пород. А задача комплексирования для изучаемого региона реализуется в совместном согласованном решении обратной сейсмической и гравиметрической задач.

Исходные данные

В исследовании используются сейсмические и гравиметрические материалы, накопленные за весь период изучения региона. Исходными сейсмическими данными являются первые вступления слабо рефрагированных волн в количестве 1200 лучей по материалам региональных исследований ГСЗ (рис. 1) и детальным работ МОВ (рис. 2).

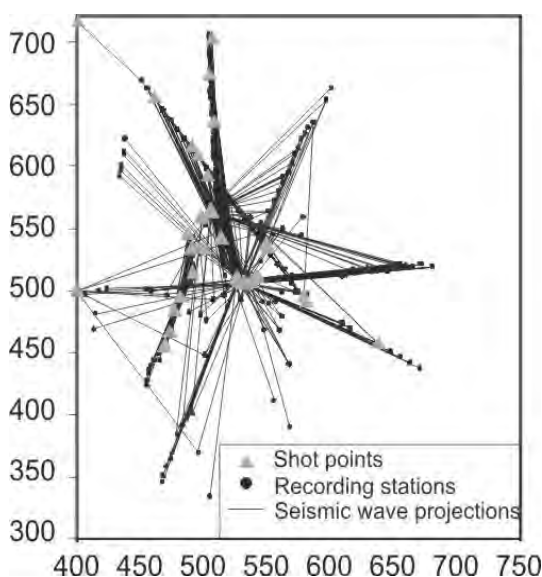


Рис.1. Проекция траекторий сейсмических лучей на дневную поверхность по данным ГСЗ.

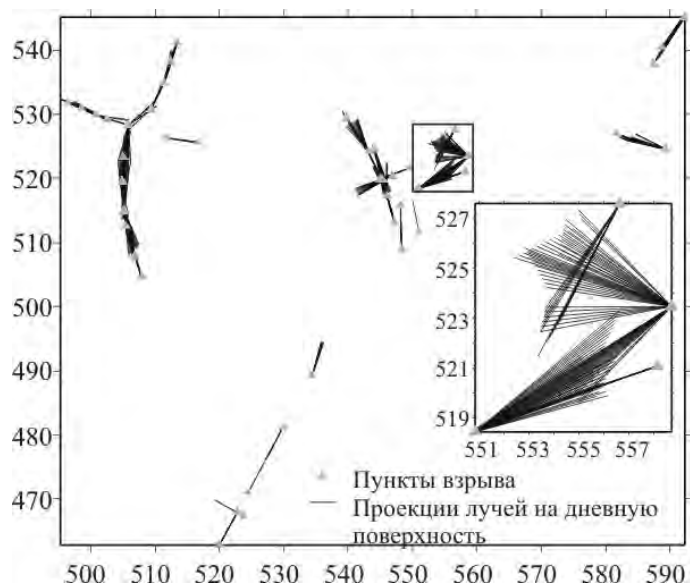


Рис.2. Проекция траекторий сейсмических лучей на дневную поверхность с вынесенным участком Умбозеро по данным МОВ 1970÷80-х годов.

В качестве входных гравитационных данных использована цифровая гравитационная карта региона с пространственным шагом 1 км (рис. 3). Кроме того, использованы начальная упрощенная геологическая модель верхней коры до глубины 15 км и петроплотностные данные, связанные с различными геологическими комплексами региона.

Корреляционная зависимость. В комплексной интерпретации построение модели среды должно опираться на некоторые правила отбора решений из множества их возможных вариантов. Одним из них является критериальный подход, заключающийся в выборе таких комплексных решений, которые отвечают принятому вероятностному закону связи между параметрами (физическими свойствами среды). Поэтому на первом этапе изучения проведены исследования взаимосвязей между петрофизическими свойствами типичных пород региона.

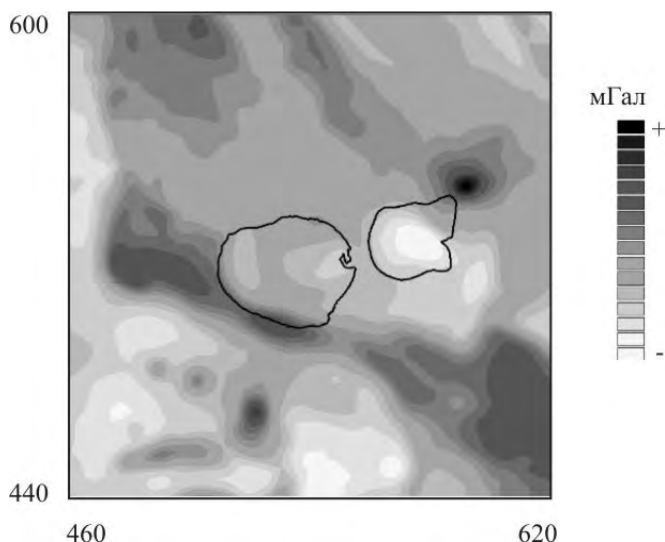


Рис. 3. Остаточная гравитационная аномалия после исключения регионального поля.

По результатам обобщения петрофизических данных для пород Хибинского плутона и пород прилегающих к нему получены взаимосвязи между плотностью и скоростью, которые представляют собой логарифмические тренды с высокими коэффициентами корреляции (рис. 4).

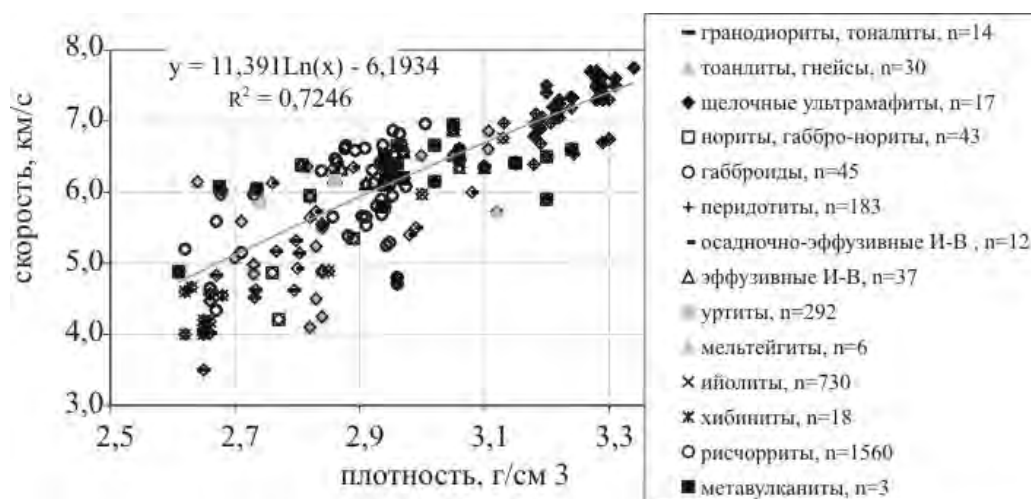


Рис. 4. Корреляционная зависимость скорости от плотности для пород изучаемого региона.

Учет РТ-условий. Изменение физических свойств пород с глубиной происходит не только в связи с изменением литологии, вещественного состава этих пород. На физические свойства также влияют и изменения РТ – условий.

Учет этого влияния важен на различных стадиях построения моделей: на стадии выявления связей между физическими свойствами пород для корректного выполнения процедуры перехода от плотности к скорости и обратно; на заключительной стадии – стадии геологической «расшифровки» моделей, полученных в параметрах физических свойств пород.

Для оценки значимости изобарических и изотермических поправок к плотностям и скоростям пород данного региона и для изучаемых глубин, на следующем этапе проведены предварительные расчеты на основе аппроксимационных формул, полученных В.Н. Глазневим (Глазнев, 2003) для северо-востока Балтийского щита. Результаты расчетов с использованием нормальных плотностей и скоростей пород изучаемого региона показали, что обе поправки являются значимыми (рис. 5 и 6).

Построение объемных моделей. Построение трехмерной геофизической модели земной коры региона выполнено с использованием разработанных оригинальных программ инверсии потенциальных полей (Глазнев, 2002) и коммерческого пакета программ FIRSTOMO (Дитмар, 1993) для решения объемных сейсмографических задач.

Общая процедура обращения представляет последовательность итерационных процедур для гравитационных данных и времен пробега. Расчет объемной сейсмической задачи осуществляется при следую-

щем граничном условии - априорном ограничении на распределение упругих характеристик в верхней части модели. Расчет плотностной модели среды выполнен с учетом весовой функции перераспределения невязок гравитационного поля, построенной на основе заданного начального приближения геологической среды. Такой подход гарантирует нахождение решения минимально уклоняющегося от начального приближения модели (исходной геологической модели и текущего приближения сейсмотомографической модели).

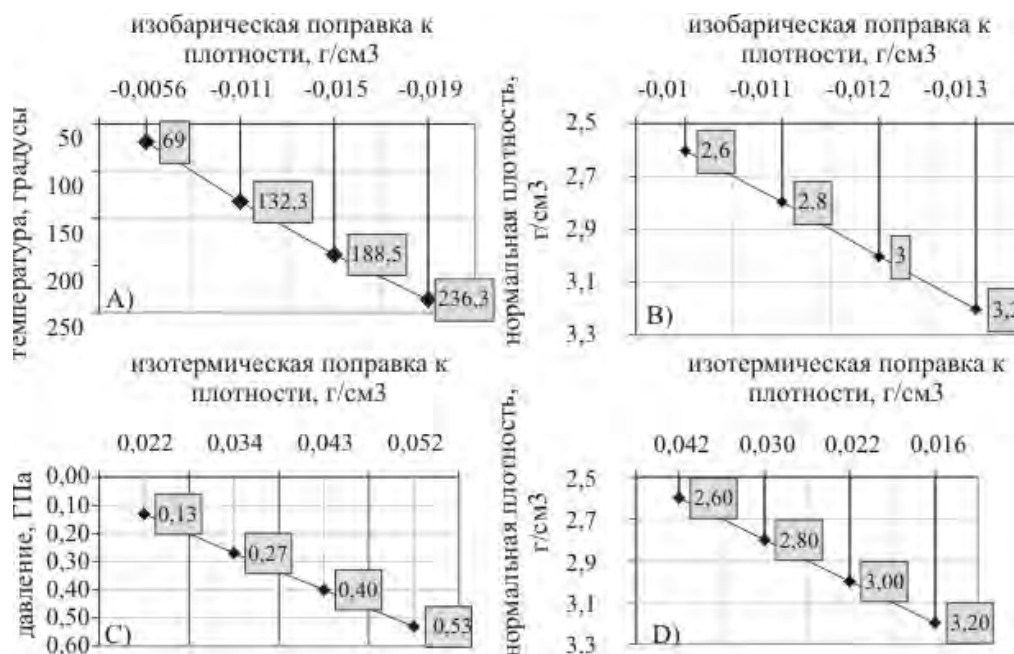


Рис. 5. Зависимость изобарической поправки к плотности от: А) температуры, В) нормальной плотности. А также зависимость изотермической поправки к плотности от: С) давления, D) нормальной плотности.

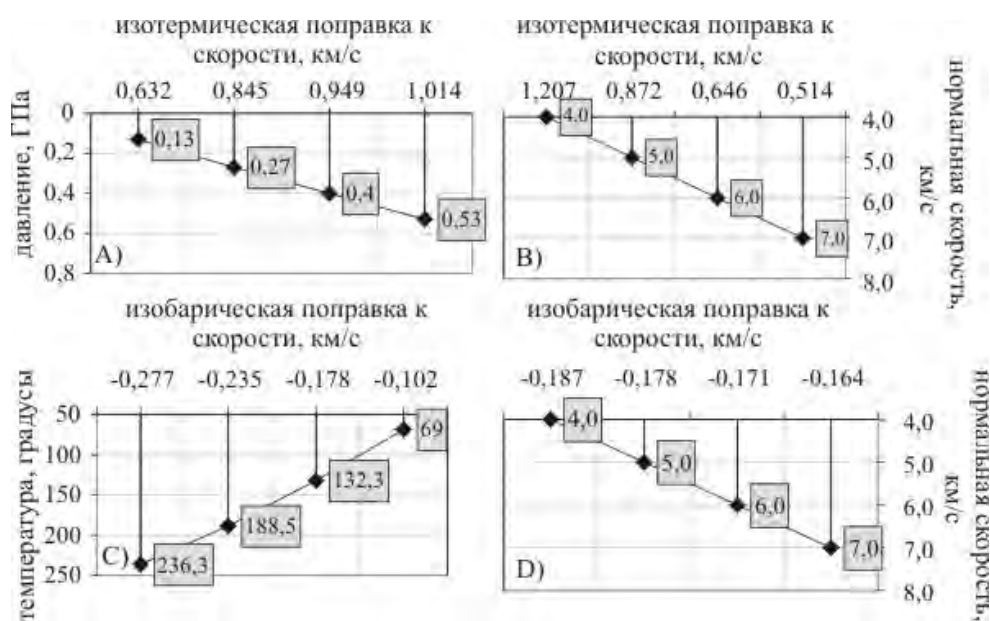


Рис. 6. Зависимость изотермической поправки к скорости от: А) давления, В) нормальной скорости. А также зависимость изобарической поправки к скорости от: С) температуры, D) нормальной скорости.

На основе предварительно установленных аналитических связей между физическими свойствами пород данного региона, осуществляется переход как от скорости к плотности, так и обратная процедура расчета, что является необходимым элементом комплексной геофизической интерпретации данных сейсмометрии и гравиметрии. Трансформация физических свойств пород производится с учетом термодинамических условий региона. В результате исследования впервые получена объемная комплексная геофизическая модель земной коры центральной части Кольского полуострова. На рис. 7 представлены скоростные модели строения коры на некоторых выборочно взятых уровнях, которые демонстрируют основные черты реального поведения геологических неоднородностей на глубине. Аналогично, рис. 8 демонстрирует трехмерную плотностную модель, представленную в изометрической проекции. В целом, полученные результаты по трехмерному комплексному геофизическому моделированию демонстрирует пространственное положение главных геологических единиц на различных уровнях глубины. Представленные материалы послужат основой для создания реалистичной геолого-геофизической модели строения верхней и средней коры нашего региона.

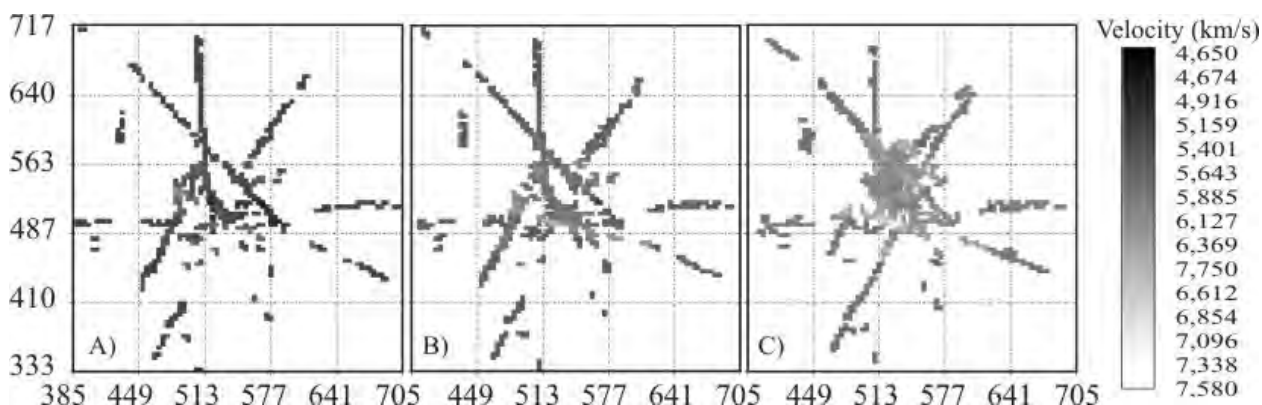


Рис. 7. Объемная сейсмотомографическая модель в виде горизонтальных срезов на уровнях: А-1 км, В-3 км, С- 6 км.

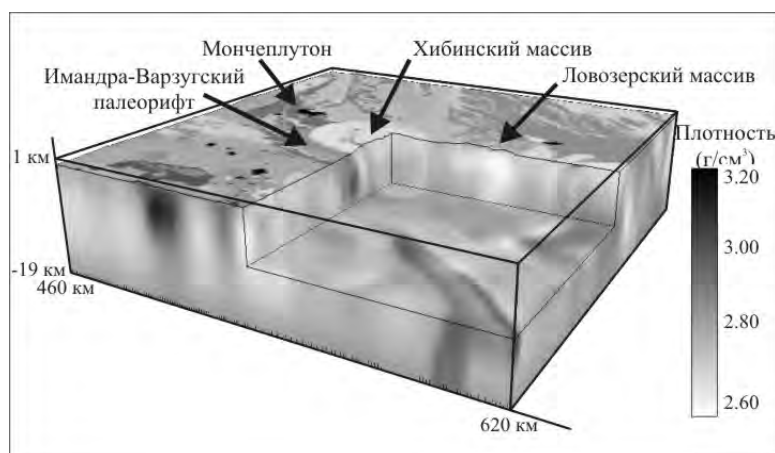


Рис. 8. Трехмерная плотностная модель строения верхней коры.

Исследования по данному направлению поддерживаны в рамках Программы фундаментальных исследований РАН ОНЗ-6 «Геодинамика и механизмы деформации литосферы».

ЛИТЕРАТУРА

- Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты. ЗАО «КаЭМ». – 2003. 252 с.
- Глазнев В.Н., Раевский А.Б., Балаганский В.В., Маннинен Т. Трехмерная модель верхней коры района Киттила-Соданкюля, Финская Лапландия (север Балтийского щита) // Сборник материалов, посвященный 40-летию кафедры геофизики ВГУ. - Воронеж, изд. ВГУ, 2002. С. 11-20.
- Дитмар П.Г., Рослов Ю.В. Нелинейная томографическая обработка сейсмических данных: Международная геофизическая конференция SEG-EАГО. Москва 93. Сборник рефератов, доклад S.7.8, с.55
- Никитин А.А. Комплексная интерпретация геофизических полей при изучении глубинного строения Земли // Геофизика. - 1997. 4. С. 3-12.
- Страхов В.Н. Основные направления развития теории и методологии интерпретации геофизических данных на рубеже XXI столетия // Геофизика. - 1995. 3. С. 9-18.

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЛИЯНИЯ КОНТРОЛИРУЕМОГО УВЛАЖНЕНИЯ И СУШКИ ШУНГИТОВЫХ ПОРОД НА ИХ ЭЛЕКТРОПРОВОДЯЩИЕ СВОЙСТВА, ПО ДАННЫМ МОДЕЛЬНОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

Зайцев Г. Н.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, georgez2001@mail.ru

Введение. Наиболее представительным свойством шунгитовых пород является электрическая проводимость, широко используемая в геофизике, непосредственно связанная с составом и строением пород, и чрезвычайно важная в технологическом аспекте. Ранее, в процессе исследования влияния текстурно-структурного строения шунгитовых пород на их электрическую проводимость, проведены как геофизические измерения на выходах шунгитовых пород различного генезиса, так и лабораторные исследования электрической проводимости и структурных параметров отобранных образцов (Зайцев и др., 2005). При этом было изучено микротектурное распределение углерода и минералов, а также брекчированность и текстура, которые оказывают определяющее влияние на электрические свойства пород (Зайцев, 2004). В ходе полевых работ проводился модельный эксперимент по искусственному увлажнению выходов шунгитовых пород электролитом (кислый дождь, $pH = 4$), в результате которого было показано влияние текстурно-структурного строения на кажущееся сопротивление пород. Целью данной работы явилось лабораторное исследование взаимного влияния контролируемого увлажнения и контролируемой сушки образцов на их электрические свойства.

Методика эксперимента. Для исследования были отобраны ориентированные монолитные образцы из различающихся по текстурно-структурным признакам выходов шунгитовых пород Максовской и Зажогинской залежи, для которых предварительно были проведены геофизические измерения кажущейся электрической проводимости. Измерение электрической проводимости в лабораторных условиях осуществлялось с помощью прямолинейной симметричной установки АМНВ с расстоянием между приемными электродами $r_{MN} = 1/3r_{AB} = 0,01$ м. Измерения проводились при постоянном значении напряжения $U_{нод} = 10$ В определяющим небольшие токи, исключающие возможность нагрева образца, которое приводит к искажению результаты измерений. Для определения экспериментальной ошибки измерения электрической проводимости были проведены статистические измерения для образцов с различными текстурно-структурными особенностями. Для каждого измеряемого участка было получено около 30 значений удельного сопротивления, рассчитано стандартное отклонение и определена погрешность измерения. Установлено, что погрешность измерения составляет 2% для полированного образца, имеющего однородную морфоструктуру и содержание углерода 37%. При наличии текстурно-структурных неоднородностей ошибка возрастает до 11%, что вызвано преобладающим влиянием неоднородности образца.

Модельный эксперимент проводился в лабораторных условиях в два этапа: первый этап – изучение зависимости электрической проводимости от увлажнения образца, осуществляемое путем выдержки образца в атмосфере со 100% влажностью (эксикатор, заполненный на 1/3 дистиллированной водой). Контрольные измерения веса образца и его электрической проводимости проводились через сутки, двое суток, а также неделю для каждого из образцов. В конце первого этапа насыщение проводилось путем полного погружения образца в воду и выдержки в течение недели. Второй этап эксперимента – удаление влаги из образца путем помещения его в сушильный шкаф, автоматически поддерживающий заданную ($105-110^{\circ}\text{C}$) температуру. На данном этапе контрольные измерения веса образца и его электропроводящих свойств проводилось через 60, 240, 420, 720 и 1080 минут для каждого из образцов.

Результаты и обсуждение. Исследование образцов, в ходе модельного эксперимента, позволило установить изменение электрической проводимости на различных участках.

Результаты зависимости электропроводящих свойств шунгитовых пород от контролируемого увлажнения и сушки представлены на рис. 1. Установлено, что для каждого образца можно условно выделить четыре типа областей (А, Б, В и Г), в которых изменение проводимости существенно различается при увлажнении и сушке. Для областей первого типа, имеющих небольшую исходную проводимость, в ходе эксперимента наблюдаются существенные изменения проводимости, которая возрастает при увлажнении и возвращается к исходному значению при сушке (рис. 1б, 1в). Это определяется макроскопически видимой текстурно-структурной неоднородностью и наличием протяженных трещинок и непроводящих минеральных прожилков. Для областей второго типа, характерна увеличенная исходная проводимость, которая в меньшей степени изменяется при увлажнении образцов (рис. 1а, 1б, 1в). Для данных участков наблюдается наличие чередующихся ориентированных прожилков (каналов) шунгитового углерода, обеспечивающих хорошую исходную проводимость, и минеральных прожилков длиной до 5 мм, обеспечивающих основной прирост проводимости при увлажнении. Третьему типу областей (рис. 1в), осложненных структурными нарушениями (крупные трещины), соответствуют наиболее низкие значения проводимости, изменения которых не выходят за пределы экспериментальной ошибки. Изменение проводимости для четвертого типа областей (рис. 1а, 1б) не выходят за пределы экспериментальной ошибки и обусловлены однородным распределением углерода и наличием мик-

ропрожилков минеральных компонент (длиной менее 1 мм) не влияющих существенно на проводимость породы. Отметим, что для некоторых участков (рис. 1б, точки 10-14) проводимость увеличивается при выдержке образца во влажной атмосфере, но уменьшается после недельной выдержки в воде, что может быть связано с уменьшением локальной концентрации ионов вследствие неравномерного растворения и вымывания минеральных компонент из объема шунгитовой породы.

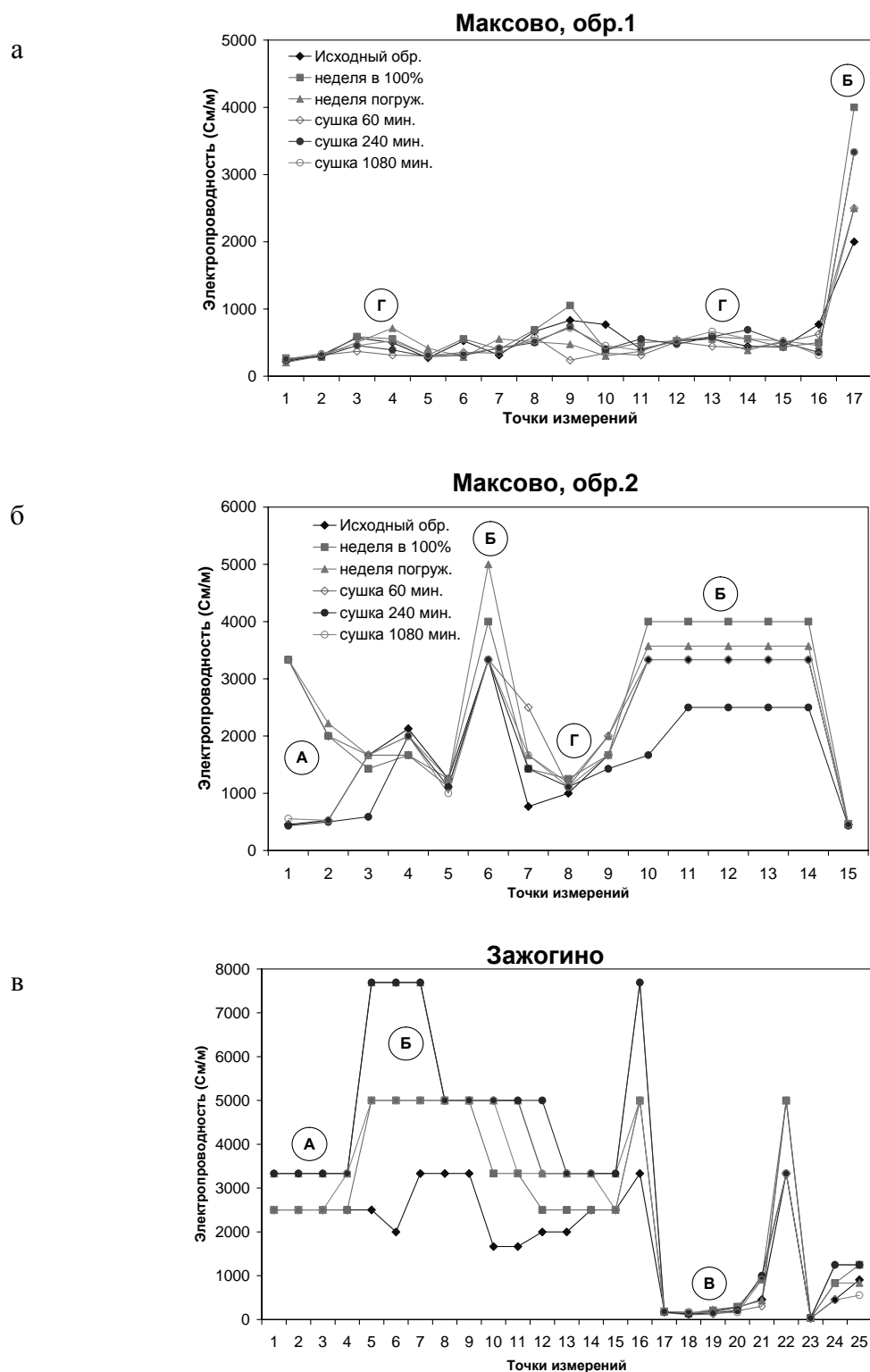


Рис. 1. Зависимость электрической проводимости шунгитовых пород от контролируемого влагонасыщения и сушки. Участки шунгитовых пород А, Б, В и Г по разному изменяют свою электрическую проводимость. Для большей читаемости графиков опущены промежуточные значения.

В таблице приведены контрольные измерения веса и значения электропроводности каждого из образцов, проводимые в ходе эксперимента. Следует отметить, что значительное увеличение веса образца Загогино, на конечном этапе эксперимента, может быть вызвано проникновением воды в внутренние поры породы, либо в результате последовательного увлажнения и сушки вода могла быть связана каким-либо химическим образом.

Контрольные измерения веса (m , г) и электропроводности (E , См/м) образцов в ходе модельного эксперимента

Образец			Увлажнение			Сушка		
			Исх. образец	Неделя в 100% среде	Неделя насыщения	60 мин.	240 мин.	1080 мин.
Максово, обр.1	m , г		1400	1405	1425	1420	1410	1400
	Г	E , См/м	454,5	502	486,5	387,5	467,5	470,0
Максово, обр.2	m , г		1015	1025	1040	1025	1020	1010
	А	E , См/м	490,5	2667	2778	2778	467,5	541,0
	Б	E , См/м	3333	4000	4286	3333	2918	3333
	Г	E , См/м	1363	1452,5	1618,5	1678	1416	1490
Загогино	m , г		490	518	520	520	515	513
	А	E , См/м	3000	5000	6615	6615	6615	5000
	Б	E , См/м	2500	2500	3333	3333	3333	2500
	В	E , См/м	197	207	211	149	165	167

Так же в ходе эксперимента была установлена зависимость электропроводности от изменения веса образца для каждого из выбранных типов областей. Так для областей первого и второго типа, изменения электропроводности прямо пропорциональны изменению веса, а для областей третьего и четвертого типов эти изменения проводимости не выходят за пределы экспериментальной ошибки.

Таким образом, в результате проведенного исследования получены следующие выводы:

- Условия модельного эксперимента по-разному воздействует на электрическую проводимость различных участков шунгитовых пород, в силу их структурной гетерогенности. Установлено, что для каждого образца можно условно выделить четыре типа областей, для которых изменение проводимости существенно различается при увлажнении и эти различия связаны с их текстурно-структурными особенностями.
- Установлена зависимость электропроводности от изменения веса образца для каждого из выбранных типов областей. Так для областей первого и второго типа, изменения электропроводности прямо пропорциональны изменению веса, что связано с макроскопически видимыми неоднородностями (области первого типа) или анизотропией во взаимном распределении углерода и минеральных компонент (области второго типа), а для областей третьего и четвертого типов эти изменения проводимости не выходят за пределы экспериментальной ошибки.

ЛИТЕРАТУРА

Зайцев Г.Н., Ковалевский В.В., Соколов С.Я. Зависимость электропроводности от структурно-текстурных особенностей шунгитовых пород, по данным геофизических и петрофизических исследований // Материалы II Российского совещания по органической минералогии. Петрозаводск, 2005, с.150-151

Зайцев Г. Н. Зависимость электропроводности выходов шунгитовых пород от их структурно-текстурных особенностей // Материалы XV молодежной научной конференции, посвященной памяти К.О. Кратца, Спб, 2004, с. 79-81.

ОЦЕНКА ПАРАМЕТРОВ СТОХАСТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ИСТОЧНИКОВ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

Матюшкин А.В.

Геологический Институт КНЦ РАН, Анапты

При интерпретации геофизических данных существует два подхода: детерминистский и стохастический, которые дополняют друг друга. В рамках стохастического подхода наблюдаемое геофизическое поле рассматривается как некоторая реализация случайного процесса, обусловленная совокупностью случайных факторов: погрешностями съемки, геологическими помехами различного характера. (Никитин, 1986) Для правомерности применения стохастического подхода наблюдаемые данные должны удовлетворять условиям стационарности и эргодичности, которые можно считать выполняющимися всегда для потенциальных геофизических полей. Этот подход особенно актуален в случае когда существует сильное взаимное влияние одиночных аномалий друг на друга, то есть поля одиночных аномалий интерферируют. Подобная ситуация сильной интерференции, когда сложно выделить вклад в суммарное поле одиночного источника аномалии характерна для магнитного поля щитов.

При стохастическом подходе, в основном, используется информация заключенная в самих наблюдаемых полях, и кроме того могут быть использованы простейшие модели случайных источников.

В данной работе было рассмотрено применение автокорреляционной функции магнитного поля для оценки глубин верхней и нижней границ источников поля. Модель представляет собой набор 2D пластин, которые заполняют некоторый слой, моделируя блоки земной коры или дайковые комплексы. Параметры двумерных пластин задавались случайными процессами с однородным распределением. Каждая пластина задавалась случайным положением по профилю, случайным вектором намагниченности, случайным положением верхней и нижней границ. Верхняя граница, у всех рассматриваемых моделей, находится примерно на глубине 0.2 км с среднеквадратичным отклонением приблизительно 10 процентов. Глубины нижних границ выбирались в среднем равными: 0.3, 0.4, 0.6, 1.0 км, с среднеквадратичным отклонением 20 процентов.

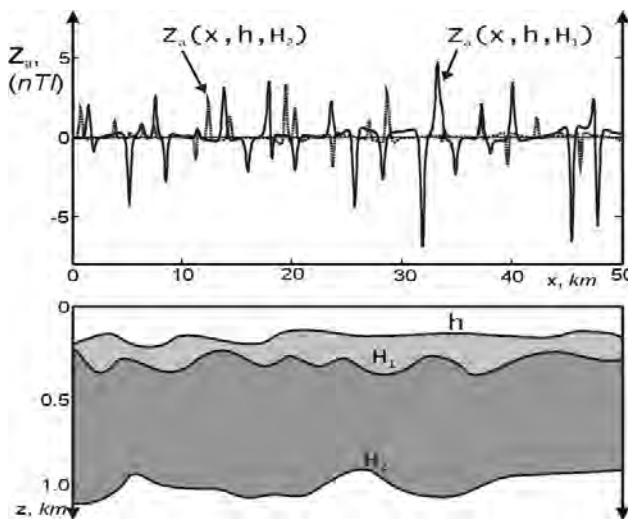


Рис. 1. Типичные магнитные поля созданные двумя моделями со случайным распределением источников. Верхняя граница приблизительно равна 0.2 км, для первой и второй моделей, а нижняя граница 0.3 км и 1.0 км соответственно.

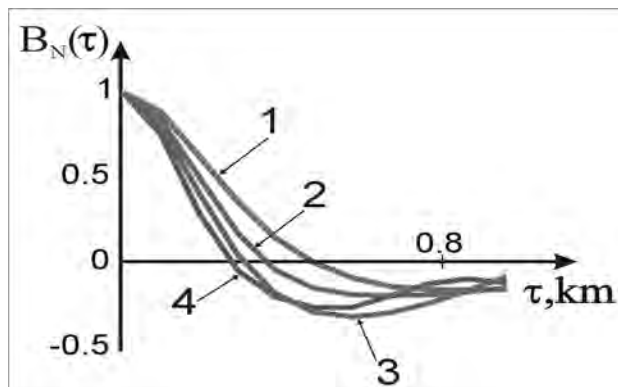


Рис. 2. Автокорреляционные функции магнитного поля. 1 - нормированная АКФ от модели с $H = 1,0$ км; 2 - нормированная АКФ от модели с $H = 0,6$ км; 3 - нормированная АКФ от модели с $H = 0,4$ км; 4 - нормированная АКФ от модели с $H = 0,3$ км.

Глубина H является крайне неустойчивой, при использовании критерия минимума функционала. В случае, когда глубина верхней границы известна задача подбора становится однопараметрической, в таком случае определение нижней границы слоя становится устойчивой задачей.

Подобные модели рассматривались для первичной оценки глубин магнитоактивных слоев или средней мощности комплексов даек с использованием данных аэромагнитной съемки, которая покрывает значительные территории Балтийского щита.

На рис. 1 показаны типичные магнитные поля от двух моделей: с глубинами нижней границы 0.3 км и 1.0 км и схематично изображенные модели среды. В работах (Глазнев, 1976) было получено выражение для нормированной автокорреляционной функции магнитного поля от вертикальной пластины:

$$B_N(\tau)_{Z_a} = \frac{4hH(H+h)^2 \cdot (4hH - 3\tau^2)}{(4h^2 + \tau^2) \cdot (4H^2 + \tau^2) \cdot [(H+h)^2 + \tau^2]}$$

где h и H – глубины до верхней и нижней границ соответственно.

Данная теоретическая автокорреляционная функция является статистической характеристикой магнитного поля, созданного набором пластин, достаточно хорошо разрешима по соотношению H/h и может использоваться для оценки этих глубин (Глазнев, 2003).

На рис. 2 показаны вычисленные автокорреляционные функции от четырех моделей с различными глубинами нижней границы. Автокорреляционная функция рассчитывалась по всей длине реализации поля, число вычисленных значений было выбрано таким, что сдвиг автокорреляционной функции примерно равнялся десятой части профиля.

Модельные значения глубин верхней и нижней границ искались путем подбора теоретических значений АКФ для вычисленных значений АКФ то есть решение находилось путем минимизации функционала невязки вида:

$$\delta(h, H) = \frac{1}{K} \cdot \sum_{i=1}^K |B_N^{obs}(\tau_i) - B_N^{mod}(\tau_i, h, H)|$$

где индекс *obs* обозначает автокорреляционную функцию вычисленную по наблюдаемому полю, *mod* теоретические значения автокорреляционной функции.

Как и в большинстве задач геофизики, решаемых методами подбора, итерационными методами, решение является неустойчивым в силу принципа эквивалентности.

На рис. 3 приведена типичная карта изолиний невязки, очевидно, что при h меняющейся от 0 км до примерно 0.3 км задача определения нижней глубины

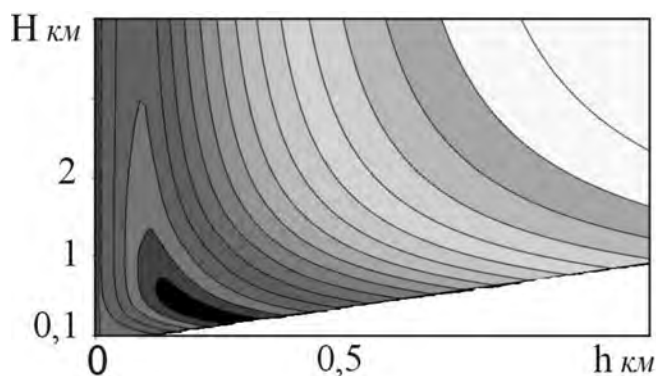


Рис. 3. Карта изолиний невязки функционала $\delta(h, H)$.

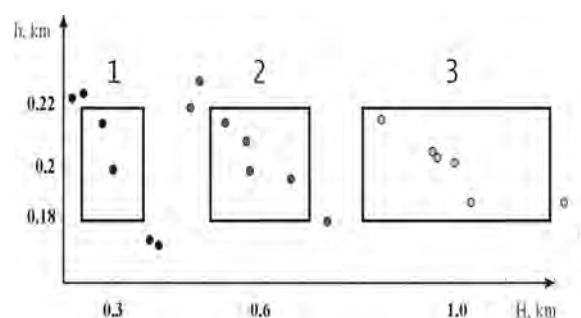


Рис. 4. Результаты решения обратной задачи.

На рис. 4 продемонстрированы результаты определения глубин путем минимизации функционала невязки для трех моделей, отличающихся глубиной нижней границы. Прямоугольники изображают области решений. Центр прямоугольника является средней глубиной h и H , а стороны среднеквадратичным отклонением границ с случайными колебаниями от средних значений глубин. Точки представляют собой результаты подбора различных реализаций поля. Приведенные результаты показывают, что данный метод, может использоваться для предварительной оценки глубин магнитоактивных слоев в случае магнитных полей со значительной интерференцией.

Данная работа была выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований РАН ОНЗ-6 «Геодинамика и механизмы деформации литосферы».

ЛИТЕРАТУРА

- Глазнев В.Н. Комплексные геофизические модели литосферы Фенноскандии. Апатиты. ЗАО «КаЭМ». – 2003. 252 с.
 Глазнев В.Н., Павловский В.И. Использование нормированных автокорреляционных функций для определения глубины залегания магнитовозмущающих объектов // Разведочная геофизика. – 1978. Вып. 80. С 105-108.
 Никитин А.А. Теоретические основы обработки геофизической информации. – М.: Недра, 1986. 342 с.

ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЙ СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ УГЛЕРОДОСОДЕРЖАЩИХ МАТЕРИАЛОВ ПРИ НИЗКИХ ТЕМПЕРАТУРАХ

Мошников И.А.

Институт геологии Карельского НЦ РАН, Петрозаводск

Целью наших исследований, являлось определение эффективности экранирования углеродосодержащих материалов, а также их электрических характеристик. Для этого ранее была создана соответствующая измерительная установка и компьютерная программа, позволяющая на основе моделирования при помощи эквивалентной схемы замещения, определять электрические параметры, в частности импеданс и комплексную диэлектрическую проницаемость исследуемых материалов.

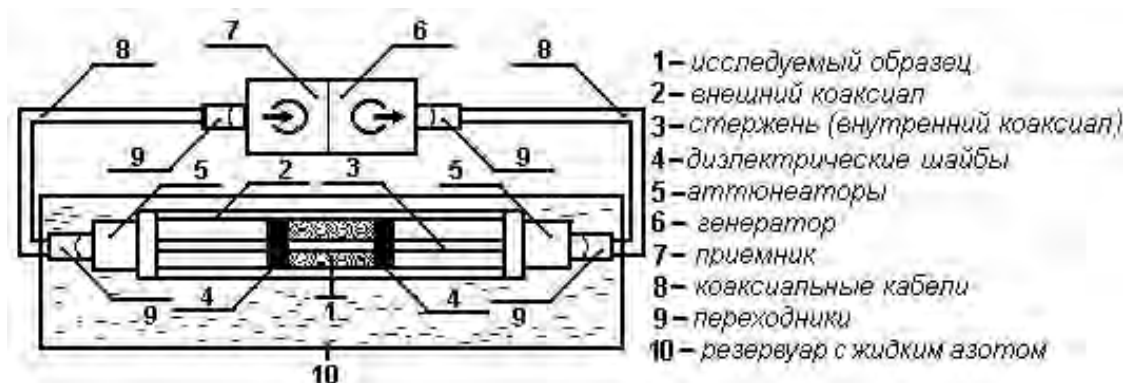


Рис. 2. Схема измерительной установки

Измерение эффективности экранирования осуществлялось в коаксиальной линии на порошках методом электромагнитного спектрального анализа в диапазоне частот от 100 кГц до 1 ГГц (приборы SMV11 и SMV8.5) (Мошников, 2000). Поскольку в коаксиальной линии электромагнитное поле замкнуто в пространстве между проводами, то потери энергии на излучение вне линии отсутствуют. Данный метод основан на скин-эффекте материалов и разработан с учетом системы распределенных параметров; он свободен от влияния индуктивности подводящих проводов и измерительной ячейки.

образец	Энергия $\pi+\sigma$ плазмона, eV	δV , %
Максово	24,9	55
Загогино	25,3	70
Нигозеро	25,1	60
Шуньга	26	95
Чеболакша	26,3	90

Параллельно с основными исследованиями нами был проведен эксперимент по определению эффективности экранирования материалов при низких температурах. Для охлаждения измерительную линию опускали в кювету с жидким азотом. При понижении температуры происходило снижение электропроводности образцов, что характерно для полупроводниковых материалов. Но так как в наших исследованиях образцы представляли собой порошок, поджатый диэлектрическими шайбами, то эксперимент получился не совсем чистым из-за нарушения контактов вследствие изменения температуры, что в свою очередь тоже вносило вклад в снижение проводимости и как следствие эффективности экранирования образцов. Но нас более интересовал характер изменения эффективности экранирования от частоты электромагнитного поля. При температуре жидкого азота с увеличением частоты происходил более медленный рост эффективности экранирования, чем при комнатной температуре и это изменение различно для разных материалов. Для количественной характеристики была взята скорость изменения зависимости эффективности экранирования от частоты (тангенс касательной к кривой). Отношение этой скорости при комнатной температуре к скорости при температуре жидкого азота (δV в процентах), имеет довольно хорошую корреляцию с данными по энергии $\pi+\sigma$ плазмона (таб. 1). Чем выше энергия, тем медленнее происходит рост эффективности экранирования с частотой при температурах близких к температуре жидкого азота.

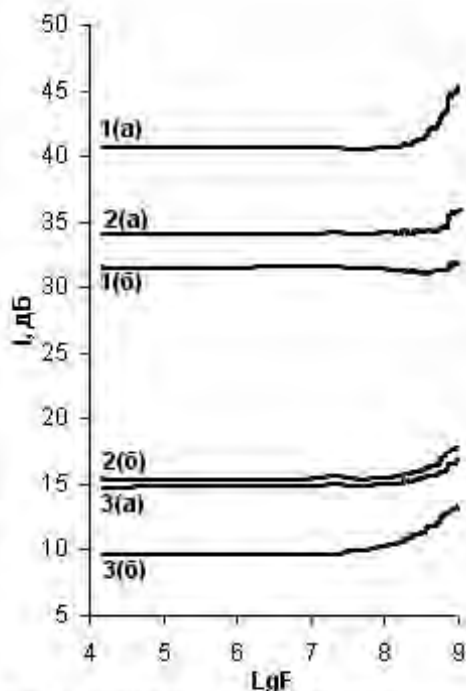


Рис. 2. Зависимость эффективности экранирования от частоты электромагнитного поля: а - при комнатной температуре, б - при температуре кипения жидкого азота. 1 - шунгит месторождения Шуньга, 2 - углеродистое вещество месторождения Эриксон, 3 - пиробитум месторождения Железная Река

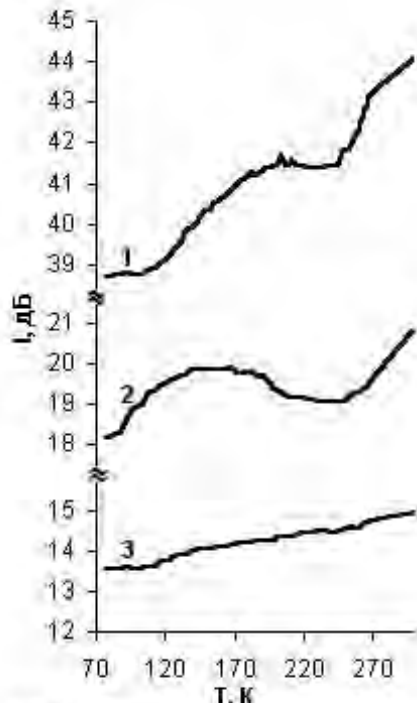


Рис. 3. Зависимость эффективности экранирования от температуры [частота электромагнитного поля 750 МГц] 1 - шунгит месторождения Шуньга, 2 - углеродистое вещество месторождения Эриксон, 3 - пиробитум месторождения Железная Река

Для большинства шунгитов и материалов на их основе, а также для углеродистого вещества из золоторудного месторождения Эриксон, сначала идет рост эффективности экранирования, а в районе 200К начинается ее снижение, а около 230К опять рост. Для графита и пирабитума месторождения Железная река такого характера изменения эффективности экранирования от температуры не наблюдалось, рост эффективности был более монотонным. Возможно такое поведение зависимости эффективности экранирования шунгитов, связано с диамагнитными свойствами этих материалов, показанных в статье «Diamagnetism of natural fullerene-like carbon» (Kovalevski, 2005), хотя описанный там эффект наблюдался при более низких температурах: 90 - 150К.

ЛИТЕРАТУРА

Kovalevski V.V., A.V. Prihodko, P.R. Buseck. «Diamagnetism of natural fullerene-like carbon». Carbon 2005, Vol. 43, No. 2, pp. 401-405.

Мошников И.А., Петров А.В., Ковалевский В.В. Электромагнитный спектральный анализ шунгитовых пород Карелии. В сб. Электромагнитная совместимость технических средств и биологических объектов. VI Росс. научн.-техн. конф. С.-Петербург, 2000, с. 142-147.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СЕВЕРНОЙ ПРИГРАНИЧНОЙ ПЛОЩАДИ ЯЛОНВАРСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА (ЗАПАДНАЯ КАРЕЛИЯ)

Нилов М.Ю.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск

Геологические работы в северной части Ялонварского зеленокаменного пояса проводились Карельской ГЭ с 1999 по 2005 г. К моменту начала проекта приграничная территория Карелии была охвачена наземной гравиметрической съемкой масштаба 1:200000 (1) и аэрогеофизическими (магнитной и аэрогамма-спектрометрической) съемками масштаба 1:50000 (2). По результатам которых были созданы гравиметрическая и магнитная цифровые основы, обеспечивающие последующие геолого-геофизические исследования.

Объектом исследований является участок Приграничный Северный, расположенный в пределах Ялонварского зеленокаменного пояса (Западная Карелия). Географически пояс простирается от оз. Янисъярви в СЗ направлении на финскую территорию и соединяется с поясом Хатту (4). В северной части на широте оз. Севяярви зеленокаменные толщи пояса Хатту вновь прослеживаются на территорию Карелии и тянутся до озера Куслокки и Тулос, где имеют близкое к субмеридиональному простирание.

Ялонварским отрядом КГЭ на приграничной площади (Северная Приграничная площадь) выполнялись картировочные работы (ГДП-200) и прогнозно-поисковые работы на золото. Комплекс выполненных исследований включал геологические наблюдения, геофизические работы (магниторазведка, электроразведка ВП и ВЭЗ), геохимическое опробование моренных отложений, донное и шлиховое опробование, проходку шурфов, канав, скважин и литохимическое опробование (3).

В результате геолого-геофизических исследований в связи с плохой обнаженностью на Северной Приграничной площади были закартированы отдельные фрагменты зеленокаменных структур на участках Куслокки, Шаверка, Каппала и др. На основе геохимических исследований выявлены перспективные участки, характеризующиеся геохимическими аномалиями золота и элементов-спутников в коренных и четвертичных породах, а также развитием околорудных метасоматитов. Кроме того, зафиксированы молибденитовая минерализация, точки минерализации МПГ, связанные с протерозойскими интрузиями габбро-долеритов и редкоземельная минерализация, приуроченная к щелочным метасоматитам. Наиболее детальные работы проведены на участке Кадилаппи.

Наземные геофизические работы, на участке Приграничный Северный, проведенные КГЭ с целью картирования зеленокаменных структур и гранитных интрузивов, а также поиска объектов перспективных на выявление известных типов Au и МПГ орудинения. Комплекс методов, включал магниторазведку и электроразведку методом вызванной поляризации в фазовой модификации установкой срединного градиента (ФВП-СГ). На одном из профилей участка Шаверки геофизические работы дополнены измерениями ВЭЗ с целью определения мощности четвертичных отложений и повышения корректности интерпретации полевых наблюдений кажущегося удельного сопротивления, проводимых параллельно с регистрацией сдвига фаз вызванной поляризации. Все геофизические работы выполнены по инструментально разбитой топографической сети, представляющей собой систему параллельных профилей для площадной съемки, либо по двум - трём параллельным профилям ориентированным вкрест предполагаемого простирания структур для их прослеживания. Длина профилей в различных случаях составила от 500 м. до 5-7км, расстояние между профилями от 50 до 250 м.

Магниторазведочные работы и учет вариаций геомагнитного поля производились магнитометром «МИНИМАГ», электроразведочные работы осуществлялись с использованием станции ВП-Ф производства НПО

РУДгеофизика Казгеофизприбор. Длина питающей линии составляла от 1000 до 2500 м с длиной приёмной 40 м и шагом 20 м.

По результатам аэромагнитной съемки в пределах северной приграничной площади отчетливо фиксируются две ветви развития зеленокаменных структур, протягивающиеся с территории Финляндии, в разрезе которых присутствуют метасоматиты с высоким содержанием магнетита и титаномагнетита. В ходе проведения наземных работ их простираие учитывалось при задании сети наблюдений с целью расчленения литотипов.

Профиль 2А, расположенный между оз. Капала и оз. Горное, пересекает одну из ветвей зеленокаменной структуры с востока на запад Аз 280° и является наиболее представительным при составлении разреза благодаря значительному объему буровых работ. Западная часть профиля характеризуется спокойным положительным (ПК3500 - ПК3200; от 50 до 100нТл) и отрицательным (ПК3200 - ПК2650 от -100 до -150нТл) приведенным магнитным полем, характеризующим развитие К-гранитов и полосчатых гнейсов по вмещающей толще основного состава. Более дробное деление описанной области невозможно из-за отсутствия параметров ρ_k и фВП.

По результатам интерпретации интенсивной изолированной аномалии (3500нТл, ПК2525) возмущающим объектом служит субвертикальный пласт мощностью порядка 50м с возможно с западным падением. Понижения ρ_k до 5000 Ом*м совпадают с обоим экзоконтактами, в то время как повышение поляризуемости (-1,1°, ПК2500) приурочено к предположительно лежащему эндоконтакту вскрытой на ПК2525 дайки протерозойских габбро-долеритов.

Сходный геологический объект выделяется в зоне ПК1125 – ПК1150. В отличие от вышеописанного его мощность, в месте пересечения профиля, не превышает 25м и аномалии поляризуемости (ПК1200 -1,2°, ПК1025 -1,14°), как и падения сопротивления (ПК1225, ПК1050), сопоставимы с обоими экзоконтактами зафиксированного тела архейских габбро-амфиболитов, а максимум магнитной аномалии достигает 300нТл.

Во вмещающей толще рассланцованных основных пород контрастно выделяются два типа метасоматитов, локализованных на интервалах ПК1450 – ПК1750 и ПК1750 – ПК2250. Первый тип отражается в повышении интенсивности вектора магнитной индукции до 400 – 500нТл и ρ_k порядка 4000 – 6000 Ом*м. Область развития метасоматитов второго типа характеризуется значительными градиентами магнитного поля (до 1200нТл), увеличением в краевых зонах кажущегося удельного сопротивления до 14000 Ом*м и слабым повышением фВП до -1,2° относительно 6000 Ом*м и -1,05° в её центральной части.

В восточной области профиля выделены амфиболиты по базальтам (ПК400 – ПК750). Неравномерное распределение геофизических параметров в указанной зоне скорее всего вызвано сложной формой аномалеобразующего объекта, его рассланцованностью и неоднородным строением.

Результаты исследований проведенных на профиле 2А позволили более корректно провести геологическую интерпретацию геофизических материалов полученных на всем участке Приграничный Северный, особенно в районах с практически нулевой обнаженностью и труднодоступных для проведения буровых работ.

Благодаря проведенным исследованиям было уточнено на местности положение магнитных аномалий, выделенных ранее по данным аэромагнитной съемки, закартированы тела магнетитсодержащих габбро-долеритов (перспективных на выявление МПГ), габбро-амфиболитов, а также области развития гранитов, щелочных метасоматитов и вмещающих толщ основного состава.

Результаты рассмотренных исследований показали эффективность использованного относительно дешевого и производительного комплекса геофизических методов при решении поставленных картировочных и поисковых задач.

Автор выражает глубокую признательность заведующему лабораторией геофизики КарНц РАН д.г-м.н. Шарову Н.В., сотрудникам Карельской ГЭ и всем коллегам за оказанное внимание содействие в ходе проведенных исследований.

ЛИТЕРАТУРА

- Беда В.А. Отчет о результатах гравиметрической съемки масштаба 1:200000, 1972г.
Баранов В.Н. Отчет о результатах аэрогеофизической съемки (АГСМЭ) масштаба 1:50000, 1997г.
Юдин С.Н. Информационный отчет о результатах поисков месторождений золота и МПГ на Приграничной площади в пределах гранит-зеленокаменной области Ялонваара-Иломанси за 2003г., 2003г.
Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, eastern Finland // Ed. Nurmi P.A., Sorjonen-Ward P. Geol. Survey. Finl., 1993. Special paper 17. 386p.

***ГЕОЭКОЛОГИЯ,
МОНИТОРИНГ
ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ***

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ОТХОДОВ НЕФТЕЗАГРЯЗНЕННОГО БАЛЛАСТНОГО ЩЕБНЯ

Абу-Хасан Махмуд

ПГУПС, Санкт-Петербург, lenmak75 @ mail.ru

В соответствии с представлениями классической термодинамики каждое вещество заключает в себе определенную скрытую внутреннюю энергию U (кДж или Ккал), которая является суммой кинетической и потенциальной энергии всех частиц, из которых состоит вещество, взаимодействующих между собой. Внутренняя энергия U зависит от природы вещества, его физического состояния, количества вещества, температуры и давления окружающей среды.

Термодинамический расчет реакций горения показывает, что возможно в процессе реакций выделение энергии в виде тепла. Следовательно, энергия ΔH^0_{298} реакции может быть использована вместо энергии извне. Основная идея понятия термодинамического резерва (ТР) состоит в следующем. В процессе химической реакции происходит изменение энергосодержания системы, ΔH^0_{298} в стандартных условиях и, если ΔH^0_{298} системы отрицательно, то происходит выделение энергии. Значение ΔH^0_{298} для различных реакций может быть рассчитано классическим способом, и эта величина может быть учтена в различных технологиях, использующих энергию сгорания топлива, тогда она может использоваться вместо топлива (Абдрахимов В.З. Производство керамических изделий на основе отходов энергетики и цветной металлургии. 1997).

Под термодинамическим резервом системы мы понимаем отрицательное изменение ее энергосодержания, сопровождающееся тепловыделением, которое можно использовать в технологиях переработки материалов. При этом достигается минимизация антропогенного воздействия на окружающую среду за счет сохранения количества, не возобновляемого топлива (природного газа), эквивалентного значению термодинамического резерва, кДж/моль.

Эти знания были применены нами к обоснованию технологий, уменьшающих антропогенное воздействие на окружающую среду, в двух аспектах. Во-первых, при условии, что $\Delta H^0_{298i} = 0$, ТР прогнозирует изменение энергосодержания, которое может быть использовано вместо энергии сжигания топлива при получении обжиговых материалов. Во-вторых, ТР дает информацию об энергии нефтезагрязняющих продуктов, например, балластного щебня, использование которой может уменьшить затраты топлива в обжиговых технологиях. Используя изменение энергосодержания систем вместо энергии сжигания топлива, мы одновременно могли бы не только экономить топливо - невозобновляемые ресурсы, но и устранять или уменьшать выбросы от обжига и сгорания топлива, поскольку продукты рассматриваемых реакций экологически безопасны.

В качестве объектов исследования для использования термодинамического резерва были выбраны нефтезагрязненные отсева балластного щебня железнодорожного транспорта – в этом случае в качестве термодинамического резерва предполагается использовать реакцию горения органической части отсева.

Основываясь на принципах создания природоохранных технологий можно уменьшить опасное воздействие обжиговых технологий на окружающую среду, так как в настоящее время полный отказ от обжига невозможен. Уменьшение антропогенной нагрузки от обжиговых технологий на окружающую среду можно достигнуть за счет использования отходов, содержащих горючую органическую часть, которая выделяет тепловую энергию при сгорании и может частично заменить природный газ, который является невозобновляемым природным ресурсом (Бирмантас И., и др. Влияние некоторых добавок на процессы, происходящие при обжиге глины в окислительной и восстановительной средах. 1968).

В настоящее время наблюдается дефицит кондиционного отощителя – песка ($M_{кр}=1,8...2,2$) для производства кирпича и камня в Северо-Западном регионе. Поэтому использование нефтезагрязненного балластного щебня, образующегося при замене ж/д пути и загрязняющего биосферу, в качестве отощителя для керамического кирпича достаточно актуально. Ранее проведенные исследования поверхности прокаленного отсева балластного щебня по методу РЦА показали более высокую концентрацию активных центров в области рК от 0 до 5 по сравнению с песком, что должно способствовать повышению донорной активности такого отощителя в обжиге. В связи с этим в качестве отощителя для глины «Ломоносовский кирпичный завод» был опробован техногенный продукт в виде отсева нефтезагрязненного балластного щебня на сите № 5.

Для определения модуля крупности мелкая фракция с размером частиц менее 5 мм подвергалась рассеиву на стандартном наборе сит по ГОСТ 8735-88,

По своему минералогическому и гранулометрическому составу мелкая фракция данного отхода подходит в качестве отощителя для производства керамического кирпича, а содержащиеся в нем нефтепродукты (8% по массе) подвергнутся термическому разложению на углекислый газ и воду, либо на простые вещества, что существенно снизит антропогенное воздействие нефтепродуктов на окружающую среду.

Кроме того, следует отметить увеличение прочности при сжатии и изгибе опытных и промышленных образцов, что вызвано, вероятно, присутствием нефтепродуктов в керамической шихте.

Ранее проведенными исследованиями на кафедре «Инженерная химия и естествознание» было доказано, что нефтепродукты адсорбируются на частицах песка и грунта с размером менее 1,25 мм. Загрязняющие отсев балластного щебня нефтепродукты, адсорбированные преимущественно на тонких фракциях щебня, сгорая при обжиге, увеличивают температуру обжига, а также превращаются в газообразные фазы, дополнительно открывая при этом активные донорные центры на поверхности отошителя и сдвигая пористость в сторону более равномерной и мелкой пористости показанной на рис 20 (более 80% составляют поры с размером менее 0,04 мм по сравнению с контрольным образцом в котором поры с размером менее 0,06 мм составляют менее 8%).

Мелкие замкнутые поры, образованные сгоревшими нефтепродуктами, что согласуется также с проведенными ранее работами на кафедре по адсорбции нефтепродуктов, когда была установлена область адсорбции нефтепродуктов с рК от 0 до 7. Все вместе взятое приводит к интенсификации спекания глиняной матрицы и более прочному сцеплению по границе раздела фаз, что в свою очередь отражается в повышении прочности при изгибе и снижении водопоглощения.

Для получения кондиционного отошителя, удовлетворяющего требованиям ГОСТа на пески, используемые при производстве кирпича, нами, совместно с ПМС – 75 Октябрьской железной дороги предложена щебнеперерабатывающая стационарная установка для очистки и разделения балластного щебня по фракциям. Переработка балластного щебня на такой установке предполагает получение с помощью виброгрохота следующих фракций: 1) 25 – 60 мм; 2) 12 – 25 мм; 3) 5 – 12 мм; 4) менее 5 мм с содержанием нефтепродуктов.

Таким образом, при капитальном и среднем ремонте ж/д полотна только по ПМС-75 стационарная щебнеперерабатывающая установка позволит получить экономический эффект от внедрения 4,795млн. руб., в том числе за счет использования нефтезагрязненной фракции с размером частиц менее 5 мм в качестве отошителя.

ЛИТЕРАТУРА

Абдрахимов В.З. Производство керамических изделий на основе отходов энергетики и цветной металлургии. Усть-Каменогорск, ВКТУ, 1997.

Бирмантас И., Садунас А. и др. Влияние некоторых добавок на процессы, происходящие при обжиге глины в окислительной и восстановительной средах. Сборник трудов «ВНИИтеплоизоляция», вып. 3, гр. 111-121, Вильнюс, 1968.

СПОСОБЫ УДАЛЕНИЯ АВАРИЙНЫХ НЕФТЯНЫХ РАЗЛИВОВ С ПОВЕРХНОСТИ ПОЧВЫ

Бенза Е.В.

ПГУПС, Санкт Петербург, h_benza@gtm.ru

Сегодня энергетическая программа России предусматривает увеличение объёмов добычи нефти, соответственно планируется расширение сети трубопроводов, увеличение количества перевозок нефти и нефтепродуктов. Известно, что с увеличением нефтедобычи увеличивается количество аварийных разливов нефти и нефтепродуктов на поверхности почвы. Земляная поверхность загрязняется также при их транспортировке, и в результате техногенных аварий. Поэтому на передний план выходит одна из важнейших экологических проблем современности – загрязнение нефтью и нефтепродуктами поверхности почвы (Арустамов, 2000; Бурмистрова и др., 2000; Протасов, 1999; Экология..., 2000)

Нефть имеет сложный комплексный состав, включающий в себя порядка 3000 ингредиентов, большинство из которых легкоокисляемы. Именно поэтому загрязнения нефтью и нефтепродуктами сильно влияют на окружающую среду. Нефтяные разливы оказывают воздействие на геологическую среду: наносят большой вред поверхностному слою почвы, поверхностным и грунтовым водам, подвергают опасности здоровье людей и ставят под угрозу существование целых экосистем.

На сегодняшний день в нашей стране и в других странах существует множество технологий, применяемых для обезвреживания почвы, загрязненной нефтью и нефтепродуктами. Самые известные и широко используемые методы для борьбы с нефтяными загрязнениями почв условно подразделяются на три группы. Это – механические, физико – химические и биологические технологии (Экология..., 2000).

К механическим методам относятся такие первичные мероприятия при нефтяных разливах, как обваловка загрязнения, откачка нефти в емкости. Данный метод требует наличие специальной техники и резервуаров и не решает проблему очистки почвы при просачивании нефти в грунт.

Также к этой группе методов можно отнести и замену почвы, т. е. вывоз почвы на свалку для естественного разложения в количестве 1-2% от общего количества сдаваемых отходов. Срок утилизации - 3-5 лет.

При угрозе прорыва нефти в водные источники как экстренная мера применяется сжигание. В зависимости от типа нефти и нефтепродуктов таким способом уничтожается до 2/3 разлива, остальная часть просачивается в почву. Существенным недостатком данного способа ликвидации является то, что утилизация нефти идёт только в поверхностном слое почвы, при этом в местах прокаливания уничтожаются природные биоценозы. Следует отметить и вред, наносимый атмосферному воздуху, так как при сжигании в атмосферу попадают продукты возгонки и неполного окисления нефти. Также возникает необходимость вывозить землю после сжигания на свалки.

К физико – химическим методам следует отнести и метод промывки почвы. Загрязненная нефтепродуктами почва промывается в специальных барабанах с применением ПАВ (поверхностно – активных веществ).

К наиболее широко применяемым биотехнологическим методам ликвидации нефтяного загрязнения почвы относятся метод биоремедиации (обработка почвы селекционированными нефтеокисляющими штаммами микроорганизмов в сочетании с введением комплексных минеральных удобрений) и метод фитомелиорации. При таком методе почва засеивается нефтестойкими травами, помогающими устранить остатки нефтепродуктов и активизирующими микрофлору земель. Этот метод завершает процесс рекультивации почв, загрязненных нефтью и нефтепродуктами.

Один из широко распространенных физико – химических методов очистки нефтезагрязненных земель – это сорбция. Такой метод подразумевает использование для засыпки нефтяных разливов различных сорбентов, которые впитывают нефть и нефтепродукты. Данный метод наиболее эффективен в применении на твердой поверхности. В настоящее время в мире существует около 200 видов различных сорбентов. В качестве сорбентов используются: глина, древесная стружка, уголь бурый гуминовый, пенополистирол гранулированный, капрон и т.д.

Одной из последних разработок кафедры «Инженерная химия и естествознание» Петербургского государственного университета путей сообщения является применение для ликвидации нефтяных разливов на почве пенобетона. Были проведены эксперименты и разработана следующая технология. Для ликвидации разливов нефти и нефтепродуктов на почве используется жидкий пенобетон, который при твердении впитывает в себя нефтепродукты. После застывания пенобетон снимается, и почва остается без следов нефтяного разлива. Применение такой технологии наиболее эффективно для песчаных грунтов.

Была проведена серия экспериментов для того, чтобы установить какая марка пенобетона наиболее эффективно впитывает нефтепродукты. Смоделированные нефтяные разливы заливали пенобетоном разной плотности – Д300, Д400, Д500, Д600, Д700, Д800. Через 7 и 14 суток визуально замерялась высота подъема нефтепродуктов в пенобетоне. Уже на 7 сутки можно было увидеть, как пенобетон вбирает в себя нефть. Проанализировав полученные результаты можно сделать вывод, что наиболее лучшими свойствами для подобного эксперимента обладает пенобетон Д600, т. к. он практически полностью впитывает нефтепродукты (табл. 1).

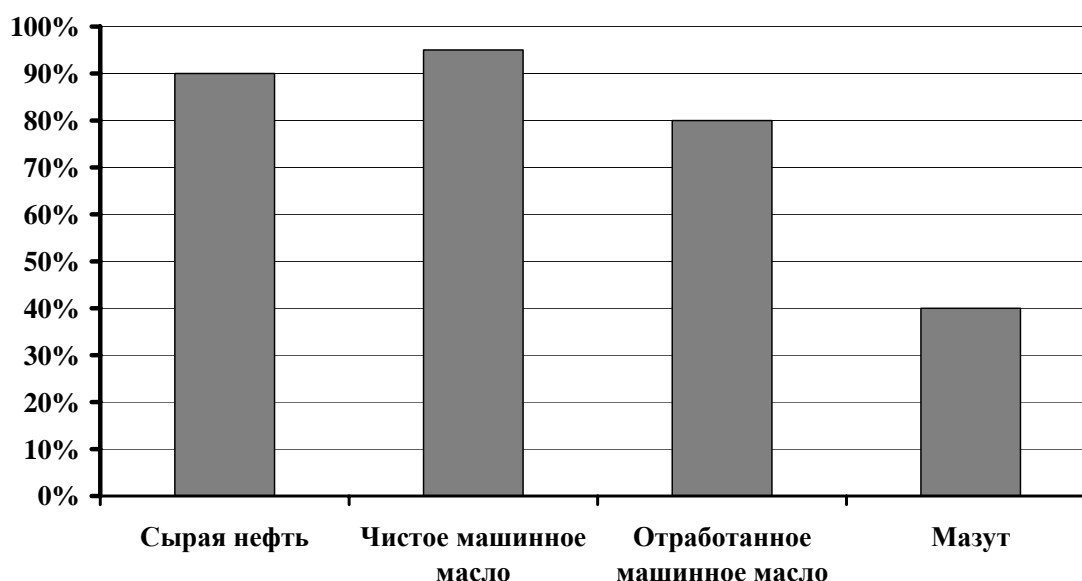
Таблица 1. Эффективность удаления нефтепродуктов

Марка пенобетона	Высота подъема нефтепродуктов, см				Эффективность удаления нефтепродуктов
	1 сутки	3 сутки	7 сутки	14 сутки	
Д300	0,5	0,86	1	1,0	60%
Д400	0,7	1	1,5	1,9	70%
Д500	0,8	1,3	1,5	1,7	80%
Д600	0,9	1,2	2,7	3,6	90%
Д700	0,36	1	1,8	2,6	80%
Д800	1,0	1,3	1,4	1,6	70%

Для того, чтобы выяснить какие из видов нефтепродуктов различных фракций наиболее эффективно подлежат ликвидации были проведены эксперименты с сырой нефтью, отработанным и чистым техническим маслом, мазутом. Практически во всех случаях, кроме мазута с помощью пенобетона удалить разлив удалось почти на 90% (рис. 1).

Следует отметить, что кроме пенобетонов различной плотности были также опробованы пенобетоны с различными отошителями. Кроме традиционно применяемого песка использовались также гранулированный доменный шлак и известь. Как показали результаты эксперимента наиболее предпочтительным в качестве отошителя является песок.

Эффективность удаления пенобетоном различных нефтепродуктов



Выводы. Предложен новый способ ликвидации аварийных нефтяных разливов на почве с использованием жидкого пенобетона, позволяющий практически полностью очистить земляной покров от нефти и нефтепродуктов.

ЛИТЕРАТУРА

- Арустамов Э. А. Природопользование, Издательский дом «Дашков и К⁰», Москва, 2000.- 284 с.
- Бурмистрова Т. И., Алексеева Т. П., Перфильева В. Д., Терещенко Н. Н. Использование торфяных мелиорантов для реабилитации нефтезагрязненных почв Нефтеюганского района/Исследования эколого – географических проблем природопользования для обеспечения территориальной организации и устойчивости развития нефтегазовых регионов России: Теория, методы и практика. – Нижневартовск: НГПИ,
- Протасов В. Ф.. Экология, здоровье и охрана окружающей среды в России, Учеб. и справ. пособие, Москва, «Финансы и статистика», 1999, 672 с.
- Экология и развитие стран Балтийского региона. Доклады 5–й Международной конференции, 6–9 июля 2000 г. СПб: Международная академия экологии, безопасности человека и природы (МАНЭБ), 2000. 344 с., с. 6–15.

МОНИТОРИНГ ОБРАЗОВАНИЯ И РАЗРАБОТКА МЕТОДОВ УТИЛИЗАЦИИ БУРОВОГО ШЛАМА

Кожевникова М.В.

СПбГИ им. Г.В. Плеханова, Санкт-Петербург, marblsya@bk.ru

Под влиянием производственной деятельности в районах шламовых амбаров, захоронения и складирования опасных отходов наблюдается трансформация подземной гидросферы, заключающаяся в изменении гидродинамических и гидрохимических параметров подземных вод, в загрязнении и ухудшении качества вод, изменении условий питания и разгрузки, что ведет к их истощению.

Основными факторами в районах захоронения и складирования опасных отходов, оказывающими негативное влияние на подземную гидросферу, являются:

- негерметичность и аварийность хранилищ опасных отходов;
- повышение опасности практически инертных отходов со временем хранения, вследствие трансформации в новые легкомигрирующие фазы;
- формирование и складирование токсичных продуктов утилизации сточных вод и очистки выбросов.

Первым этапом по изучению техногенного изменения природной гидрогеологической среды в районах негативного влияния шламовых амбаров является оценка природной защищенности пресных подземных вод от загрязнения как «сверху», так и «снизу» – в основном, наличие или отсутствие выдержанного водоупора, подстилающего или перекрывающего пресный водоносный горизонт; глубина залегания уровня подземных вод; соотношение пьезометрических уровней пресных и соленых водоносных горизонтов; гидравлическая связь поверхностных и подземных вод и т.д.

В этой связи, с целью своевременного выявления загрязнения в районах интенсивной техногенной нагрузки необходима система мониторинга изменения подземных вод и контроля их качества.

Мониторинг грунтовых вод позволяет:

- определить наличие и степень загрязнения грунтовых вод, его интенсивность и объем;
- определить степень опасности распространения загрязнения;
- определить направление миграции загрязнений;
- судить о необходимости проведения saniрующих мероприятий, реконструкции дренажных систем, замены и ремонта оборудования.
- определить наличие слоя плавающих нефтепродуктов (СПНП) на поверхности грунтовых вод, их состав и возраст, что дает возможность идентифицировать старые и новые загрязнения, своевременно фиксировать вероятные новые разливы;

Складирование опасных отходов ведет к возникновению на прилегающих территориях неблагоприятных экологических ситуаций, проявляющихся в формировании загрязненных грунтовых вод и, соответственно, лито- и гидрогеохимических ореолов загрязнения, что приводит к полному уничтожению растительности, трансформации состава покровных отложений, поверхностных и подземных вод, а также повышению миграционной способности загрязняющих элементов.

В свете увеличения добычи и переработки нефти и нефтепродуктов в соответствии с «Энергетической стратегией России до 2020 года», вопросы защиты и своевременного мониторинга окружающей среды становятся крайне актуальными. Основой для безопасного функционирования предприятий ТЭК является четкое представление, как о современном экологическом состоянии компонентов природной среды, так и о возможных сценариях их развития под воздействием природных и техногенных факторов. Четкая идентификация природы нефтезагрязнения гидросферы во многих случаях затруднена, что связано со следующими факторами:

- сложным составом самой нефти и выработанных из нее нефтепродуктов;
- относительно быстрой трансформацией поступающих в гидросферу углеводородов за счет процессов их геохимической и микробиологической деструкции, приводящей к образованию новых (иногда более токсичных) соединений;
- сложным характером пространственного и временного перераспределения органических соединений в литосфере при их миграции за счет широкого диапазона растворимости, адсорбционных свойств и других факторов.

Факторы негативного воздействия нефтезагрязнений на компоненты природной среды определяются количеством загрязняющих веществ, их физическим состоянием и свойствами, а также мобильностью загрязняющих веществ, то есть их миграционной способностью.

Загрязнение грунтовых вод растворимыми фракциями нефтепродуктов непосредственно связано с распространением СПНП. Нефтепродукты в растворимом виде вместе с грунтовыми водами перемещаются намного быстрее, чем сам слой нефтепродуктов, и загрязнение распространяется на большую территорию. Следует отметить, что летучие углеводороды легче растворяются в воде и их скорость распространения больше, чем у других углеводородов (начиная с C_{12}).

Пунктами наблюдения сети мониторинга могут быть естественные родники, колодцы, шахты, скважины. При сложном строении водовмещающей толщи, большой мощности и наличии гидравлической связи водоносных горизонтов наблюдательная сеть оборудуется системой поэтапно расположенных фильтров.

Месторождения нефти и газа различаются геологическими, гидрогеологическими, геоморфологическими, гидрологическими, климатическими и другими особенностями. В связи с этим количество пунктов и режим наблюдений определяются исходя из конкретных природных условий, а также в зависимости от типа и характера источника загрязнения, при этом необходимо максимально получить интересующую информацию при минимальных затратах.

В сложившейся к настоящему времени ситуации в районах негативного техногенного воздействия предприятий нефтяной промышленности возможны два принципиальных подхода формирования систем контроля качества гидрогеологической среды:

1. Создание системы контроля на конечном этапе поисково-разведочных работ на нефть и газ и на стадии пробной эксплуатации. Основной задачей гидрогеохимического мониторинга на этой стадии работ является выявление фонового загрязнения вод и проведение профилактических мероприятий.
2. Создание системы контроля на уже разрабатываемых месторождениях. Здесь помимо оценки качества пресных подземных вод внимание уделяется также геохимическим преобразованиям вмещающих и подстилающих пород в результате физико-химического воздействия. Это позволит определить условия оптимального взаимодействия окружающей среды с возрастающей техногенной нагрузкой и своевременно проводить мероприятия по предотвращению негативных последствий загрязнения природной среды.

В процессе бурения нефтяных скважин образуется большое количество отработанного бурового раствора, который является составной частью бурового шлама. Одним из основных требований природоохранных органов при разработке многих месторождений нефти – безамбарное бурение скважин. В последние годы неф-

тесно связанными предприятиями в производство внедряются различные технологические решения, направленные на утилизацию отходов бурения.

Все известные технологии переработки нефтешламов по методам переработки можно разделить на следующие группы:

- термические - сжигание в открытых амбарах, печах различных типов, получение битуминозных остатков;
- физические - захоронение в специальных могильниках, разделение в центробежном поле, вакуумное фильтрование и фильтрование под давлением;
- химические - экстрагирование с помощью растворителей, отверждение с применением (цемент, жидкое стекло, глина) и органических (эпоксидные и полистирольные смолы, полиуретаны и др.) добавок;
- физико-химические - применение специально подобранных реагентов, изменяющих физико-химические свойства, с последующей обработкой на специальном оборудовании;
- биологические - микробиологическое разложение в почве непосредственно в местах хранения, биотермическое разложение.

Но, так как месторождения нефти различаются геологическими, гидрогеологическими, геоморфологическими, гидрологическими, климатическими и другими особенностями, унифицированного способа переработки бурового шлама не существует.

Многие месторождения расположены в сложных природно-климатических условиях. Так, в некоторых районах добычи нефти заболоченность и обводненность территории составляет около 70 %. Так, к примеру, Приобское нефтяное месторождение в административном плане расположено в пределах Ханты-Мансийского района. Территория месторождения уникальна тем, что большая ее часть приурочена к пойменным ландшафтам р.Оби и располагается в водоохранной зоне. Бурение скважин на месторождениях такого типа сопровождается гидронамывом песка. Ежегодно для обустройства кустовых площадок одного среднего месторождения намывается около 1 млн. м³ песка. В то же время при бурении скважин ежегодно образуется 50000 м³ бурового шлама.

Таким образом, предлагается утилизация бурового шлама путем добавления его (шлама) в намывной песок. Установка будет заключаться в том, что буровой шлам с места бурения по трубопроводу будет подаваться в трубопровод, по которому движется намытый песок с водой. Так как объем образуемого бурового шлама в 20 раз меньше объема намывного песка, то произойдет «растворение» бурового шлама до концентраций, которые будут в несколько раз меньше значений ПДК для основных загрязняющих веществ буровых растворов.

С помощью этой технологии удастся снизить техногенную нагрузку нефтедобывающих предприятий на компоненты природной среды. Также предприятие сможет минимизировать затраты на утилизацию бурового шлама.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЭКОЛОГО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ БАСЕЙНА ОНЕЖСКОГО ОЗЕРА

Крутских Н.В.

Институт геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, vsu32a01@geol.vsu.ru

Изучение условий формирования эколого-геологической обстановки бассейна Онежского озера предполагает анализ внутренних и внешних факторов эколого-геологической системы (ЭГС). В качестве внешних факторов ЭГС учитывается функциональная организация территории, плотность техногенной нагрузки. Внутренние факторы отражают природные условия формирования эколого-геологической обстановки и включают ландшафтные, геоморфологические особенности территории, состав и строение слагающих пород.

Техносфера является важным структурным элементом ЭГС и представляет собой сложный комплекс искусственных полей, объектов и сооружений, отличающихся собственными параметрами функционирования. Функциональная организация территории бассейна Онежского озера отражена на карте техногенной нагрузки и проведена с учетом методических рекомендаций, предполагающих выделение функциональных зон как систем взаимодействия человеческого общества и природной среды (Учет..., 1996). В пределах изучаемой территории выделены различные виды техногенного воздействия на окружающую среду: селитебный (жилой), промышленный, транспортный, горнодобывающий, водохозяйственный, агропромышленный, лесохозяйственный.

В пределах бассейна Онежского озера выявлено три уровня плотности техногенной нагрузки. Высокий уровень характерен для крупных городов и прилегающих территорий. К ним относятся г. Кондопога, г. Петрозаводск, г. Медвежьегорск. Высокая плотность техногенной нагрузки формируется здесь за счет промышленного и транспортного типов ЭГС. Отдельные участки, характеризующиеся средним уровнем техногенной

нагрузки, выделены в пределах пос. Деревянное, пос. Шокша, пос. Рыбрека, г. Вытегра, г. Пудож и связаны с большим количеством горнодобывающих предприятий. На значительной части изучаемой территории фиксируется низкая плотностью техногенной нагрузки, ведущим типом ЭГС здесь является лесохозяйственный.

В связи с тем, что ведущая роль в формировании экогеологической обстановки принадлежит геохимической экологической функции литосферы, при анализе природных факторов основное внимание уделяется морфологическим характеристикам исследуемого района, рельефу, составу коренных пород и четвертичных отложений, которые определяют условия стока, миграции и накопления химических элементов.

В геоморфологическом отношении изучаемая территория представляет собой сочетание форм доледникового денудационно-тектонического и форм ледникового и послеледникового эрозионного и аккумулятивного рельефов. В пределах исследуемой территории выделено три яруса рельефа: верхний, средний и нижний. Верхний ярус имеет абсолютные отметки вершинных поверхностей междуречий от 200 до 350 м, вертикальная расчлененность 80-150 м. На фоне менее расчлененного рельефа в пределах верхнего яруса выделяются крупные приподнятые массивы, кряжи, гряды. Средний ярус рельефа характеризуется абсолютными отметками от 100 до 200 м и вертикальной расчлененностью 30-60 м, в его пределах выделяются отдельные приподнятые массивы и гряды и участки мелкогрядового и слабоувалистого рельефа. Абсолютные отметки нижнего яруса 10-100 м, вертикальная расчлененность до 20 м., ярус делится на отдельные возвышенные холмы и низины.

К наиболее возвышенным участкам в пределах бассейна Онежского озера относятся южная часть Западно-Карельской возвышенности, северо-западная часть Ветреного пояса, Олонецкая, Андомская и Вепсовская возвышенности, а также отдельные приподнятые массивы встречаются в пределах Онежской мульды, Шокшинской гряды. Низменные участки расположены вдоль восточного берега Повенецкой губы, в долине р. Водла, в южной части Онежского озера, в долине р. Свирь, также в устьях рек Шуя и Суна. Участки мелкогрядового и субувалистого рельефа занимают пространство между верхним и нижним ярусами рельефа. Наиболее крупные возвышенные участки расположены на водоразделе рек Суна и Шуя, в пределах Онежской мульды, к северу от Повенецкого залива.

Значительное влияние на характер и мощность покрова рыхлых отложений оказывает ярусность и расчлененность рельефа. На верхних ярусах и участках с высокой расчлененностью поверхности наблюдаются малая мощность и разомкнутость покрова рыхлых отложений. Среди аккумулятивных равнин встречаются выступы форм денудационно-тектонического рельефа. Среднем и нижний ярусы характеризуются преимущественно сомкнутым покровом четвертичных отложений (Елина, 2005).

Анализ состава слагающих пород позволяет выявить комплексы с однотипными характеристиками водонепроницаемости и сорбционной способности. Так, по составу коренные породы объединены в три крупные группы: I - кислые, II - основные и ультраосновные, III - карбонатные. Преобладающее развитие в пределах изучаемой территории получили кислые породы. Основные породы встречаются преимущественно в Заонежье, а также юго-западнее оз. Водлозера. Карбонатные породы распространены на юге исследуемого участка, восточнее, северо-восточнее Повенецкого залива, а также частично на Заонежском полуострове и в северо-западном Прионежье.

Четвертичные отложения по литологическому составу выделены в следующие комплексы:

1. Песчаные отложения. Имеют флювиогляциальный, озерно-ледниковый, озерный и аллювиальный генезис, развиты повсеместно.
2. Глинистые отложения. Характеризуются озерным и озерно-ледниковым генезисом, широко представлены в долине р. Шуя, р. Водла.
3. Моренные отложения пользуются преимущественным распространением на изучаемой территории и сложены несортированным материалом: валунными песками, супесями, суглинками, а в южной части иногда глинами.

Отдельно выделены ледниковые и водно-ледниковые отложения в пределах холмистых морен, представленные валунными песками, супесями и суглинками. Комплекс распространен в пределах ледникового холмисто-котловинного рельефа, характеризующегося ограниченным поверхностным стоком.

Процесс адсорбции имеет большое значение с точки зрения накопления загрязняющих ингредиентов. Благодаря этим процессам при инфильтрации загрязненных вод грунтовые толщи играют роль естественных фильтров. С другой стороны, накопление ингредиентов в зоне активного водообмена в результате адсорбционных процессов способствует формированию пластов, насыщенных и перенасыщенных токсичными веществами. Наиболее активно фильтрационные и адсорбционные процессы протекают в верхней десятиметровой толще. Это зона максимального контакта грунтовой толщи с поступающими с поверхности растворами. Здесь поглотительная способность пород задействована в наибольшей степени (Косинова, 1998).

При изучении приповерхностной части литосферы в пределах бассейна Онежского озера выделены однослойный (I) и двухслойный (II) типы разреза. Однослойный тип выделен на территориях с мощностью четвертичных отложений более 10 м. Дальнейшая дифференциация разреза проводилась на основе изучения состава слагающих пород. В пределах I-го типа выявлены следующие подтипы: I₁ представлен глинистыми от-

ложениями, I_2 – песками и I_3 – моренными отложениями. Разрезы II типа сложены коренными породами и перекрывающими их четвертичными отложениями. Всего в двухслойном типе выделено 9 подтипов.

Водопроницаемость и сорбционная способность выделенных комплексов коренных и четвертичных пород представлена в таблице, для двухслойных разрезов результаты усреднены по данным, приведенным в работе Е. К. Хейсканена (Хейсканен, 1999). В двухслойных типах степень сорбционной способности во многом зависит от мощности четвертичного покрова.

Водопроницаемость и адсорбционная способность некоторых комплексов горных пород

Подтип	Породы		Сорбционная способность	Водопроницаемость
Однослойные				
I.1	Глины		высокая	низкая
I.2	Пески		низкая	высокая
I.3	Морены		высокая	средняя
Двухслойные				
	1-й слой	2-й слой		
II.1	Глины	Кислые породы	средняя	средняя
II.2	Глины	Основные породы	средняя	низкая
II.3	Глины	Карбонатные породы	высокая	средняя
II.4	Пески	Кислые породы	низкая	высокая
II.5	Пески	Основные породы	низкая	средняя
II.6	Пески	Карбонатные породы	средняя	высокая
II.7	Морены	Кислые породы	средняя	средняя
II.8	Морены	Основные породы	средняя	низкая
II.9	Морены	Карбонатные породы	высокая	средняя

При соответствующей техногенной нагрузке максимальная концентрация загрязняющих элементов будет наблюдаться в районах с преимущественным развитием подтипа II.2 (глинистые и основные породы). Например, в районе г. Кондопога, а также в низовьях р. Шуи, где широко развиты озерно-ледниковые глины, перекрывающие основные породы, в песчаных отложениях и кислых породах, напротив, будет происходить вымывание этих веществ и их поступление в акваторию Онежского озера. Остальные комплексы пород характеризуются средней степенью сорбции и фильтрации, т.е. загрязняющие вещества частично накапливаются, частично вымываются. Направление стока химических веществ определяется геоморфологическими особенностями территории.

Таким образом, широкий спектр техногенной нагрузки и ее значительная плотность становится ведущим внешним фактором, определяющим условия формирования эколого-геологической обстановки территории бассейна Онежского озера, основными внутренними факторами являются рельеф местности и геологическое строение территории. Анализ ведущих факторов ЭГС позволяет выявить ключевые участки для дальнейшей оценки эколого-геологической ситуации исследуемой территории.

ЛИТЕРАТУРА

- Елина Г.А., Лукашов А.Д., Токарев П.Н. Картографирование растительности и ландшафтов на временных срезах голоцена таежной зоны Восточной Феноскандии. СПб.: Наука, 2005. -112 с.
- Косинова И.И. Особенности формирования геохимических барьеров в зоне аэрации / И.И. Косинова, А.Н. Вахтанова, О.А. Коновалова // Вестник ВГУ. Серия геологическая. - 1998. - №3. - С. 129-134.
- Учет и оценка природных ресурсов и экологического состояния территорий различного функционального использования. Методические рекомендации. - М., 1996. - 98 с.
- Хейсканен Е. К. К вопросу о ландшафтно-геохимическом районировании территории Карелии в геоэкологическом аспекте //Вопросы геологии и экологии Карелии. Петрозаводск, 1999. -С. 45-50.

МОНИТОРИНГ ПОЧВЕННОГО ПОКРОВА В ЗОНЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ ОАО «БОКСИТОГОРСКИЙ ГЛИНОЗЕМ»

Куликова М.А.

СПбГИ им. Г.В.Плеханова, Санкт-Петербург, mix2ra@yandex.ru

Горнодобывающие и перерабатывающие отрасли являются одними из основных отраслей промышленности России, кроме того, добыча, обогащение и переработка металлов наносят значительный ущерб всем компонентам окружающей природной среды. В этой связи возникает необходимость адекватной оценки состояния окружающей среды в зоне их воздействия. В качестве полигона для исследований использовалось пред-

приятие ОАО «Бокситогорский глинозем», располагающееся в Ленинградской области, оказывающее значительное негативное воздействие на атмосферу, почвы и воду прилегающих территорий.

Целью исследований является мониторинг и оценка состояния почвенно-растительного покрова в зоне воздействия ОАО «Бокситогорский глинозем». В основе работы лежат авторские исследования, проведенные в городе Бокситогорске с 2003 по 2005 годы.

Задачи исследований:

обоснование необходимости проведения комплексных мониторинговых исследований состояния почвенно-растительного покрова в зоне воздействия металлургических предприятий, в т. ч. ОАО «Бокситогорский глинозем»;

разработка мониторинговых мероприятий и проведение опробования;

совершенствование методик оценки негативного воздействия предприятий на компоненты окружающей среды.

Актуальность работы заключается в том, что на российских предприятиях проводится мониторинг только атмосферного воздуха и вод, и не проводятся мониторинговые исследования почв и растительности, несмотря на то, что загрязняющие вещества, накопленные в почве в больших концентрациях, могут стать следствием деградации почвенно-растительного покрова.

Один из основных источников загрязнения почв - атмосферные выбросы предприятий, содержащие вредные компоненты (органика, тяжелые металлы и проч.). С атмосферными осадками тяжелые металлы попадают на поверхность почвы. Так как почва является депонирующей (вмещающей) средой, попавшие в почвенно-растительный покров элементы здесь надежно удерживаются.

Накопление тяжелых металлов связано с поглощающей способностью почвы, а также с ее фракционным составом. Концентрации элементов больше в тонкозернистых (размер частиц менее 1 мкм) глинистых фракциях почв, в которых отмечается до 60-80% общего содержания микроэлементов. Имеют значение также кислотность (рН) и окислительно-восстановительные (Eh) условия почв и содержание в них гумуса. В солях гуминовых кислот концентрируются Y, Zn, Co, Mn и Cr, что способствует их накоплению в высоко гумусированных почвах и загрязняет последние.

Распределение металлов по профилю загрязненной почвы имеет ряд особенностей. В основном тяжелые металлы техногенного происхождения сосредотачиваются в поверхностном 5-10-сантиметровом слое. Часть металлов образует трудно растворимые формы соединений с гумусовыми веществами, какая-то часть может войти в состав поглощенных оснований, замещая кальций и магний, а часть – в состав глинистых минералов. Все они закрепляются в верхнем гумусовом слое, а оставшаяся часть металлов мигрирует в профиле почвы в растворенном виде с почвенным раствором до большой глубины.

В результате миграции химических элементов по природным транспортным каналам в окружающей среде (в т.ч. в почве) образуются геохимические аномалии, т.е. очень высокие по сравнению с фоновыми концентрации поллютантов. При продолжительном воздействии выбросов крупных промышленных комбинатов на почву появляются зоны стабильного загрязнения. Результатом этого является формирование техногенных литохимических ореолов – полей аномальных концентраций загрязняющих веществ и их ассоциаций в почве.

В результате техногенного воздействия снижается плодородие почв, изменяется ее биоразнообразие, происходит утоньшение почвенно-растительного покрова - все это в конечном итоге может привести к полной деградации.

Загрязнение почв тяжелыми металлами и углеводородами вызывает нарушения нормальных циклов развития растений, приводит к задержанию или полному выпадению фенофаз.

Существуют различные механизмы воздействия микроэлементов на растения. Наиболее распространенный путь – проникновение тяжелых металлов в растения через почвенные растворы. Реже микроэлементы попадают в ткани растения через листья. Низкие концентрации микроэлементов оказывают довольно сильное действие на различные процессы, происходящие в растениях, включая фотосинтез, транспирацию и дыхание.

Токсическое действие, оказываемое некоторыми элементами на почвенные организмы, приводит к уменьшению их численности и дальнейшему разрушению почвенного слоя в результате ветровой и водной эрозии. Практически невозможно рассмотреть всё многообразие воздействия загрязнителей атмосферы на экосистемы и отдельные их компоненты.

По данным Государственного доклада Министерства Природных ресурсов РФ ОАО «Бокситогорский глинозем» входит в первую десятку предприятий Ленинградской области по количеству выбросов в атмосферу и водные объекты. По многолетним данным в Бокситогорском районе преимущественно преобладают юго-западное направление ветра, таким образом, северо-восточная от завода область, где на расстоянии всего 1,2 км начинаются селитебные территории города, наиболее подвержена негативному влиянию атмосферных выбросов. В связи с этим Бокситогорский район характеризуется наибольшей по Ленинградской области частотой респираторных заболеваний сельского населения. В частности, туберкулезом легких страдает 230 из 1000 сельских жителей, что является наиболее высоким показателем по области. Однако по степени загрязненности почв район относится к одним из самых чистых.

Степень загрязненности атмосферного воздуха на территории Бокситогорского района определялась по результатам мониторинга методом лишеноиндикации. На 14 станциях, представлявших собой квадратную площадку (50х50 м), проводилась визуальная балльная оценка степени дефолиации и дехромации сосен, определялось проективное покрытие лишайниками стволов сосен. До настоящего времени зона воздействия Бокситогорского глиноземного завода на атмосферный воздух определялась экологическим отделом предприятия на основе методики ОНД-86. По этим расчетам зона негативного воздействия составляла около 43 км². Результаты мониторинга позволили существенно скорректировать оценку зоны воздействия на наземные экосистемы, которая в 7 раз превысила расчетную и составила около 292 км².

Летом 2004 года в ССЗ завода был произведен отбор проб почв по преобладающему направлению ветра для выяснения динамики распространения выбросов. Дальнейший лабораторный анализ с помощью рентгено-флуорисцентной установки дал следующие результаты. На расстоянии 200, 400 и 500 метров от источника выбросов концентрации основных тяжелых металлов оставались на уровне фоновых, а пробы, отобранные на границе километровой ССЗ, дали достоверные превышения фоновых значений по меди, марганцу, цинку, хрому и никелю. Это означает, что данные, полученные при помощи ОНД-86 и предоставляемые предприятием, не соответствуют результатам проведенных исследований.

Следующим этапом научно-исследовательской работы стал отбор проб грунта в черте города Бокситогорска летом 2005 года. Отбор был произведен на главных улицах, на границе города и санитарно-защитной зоны предприятия, а также у прилежащих к Бокситогорску населенных пунктов. В настоящее время отобранные образцы проходят пробоподготовку, в ближайшее время будет проведен анализ на рентгенофлуоресцентном спектрометре. Результатом исследований станет более полная оценка состояния почвенно-растительного покрова в Бокситогорском районе. Это поможет выявить реальную зону загрязнения, идентифицировать ореолы техногенного литохимического загрязнения и дать более полную оценку воздействия в системе «предприятие – город». В дальнейшем результаты исследований позволят спроектировать систему мониторинга почв на ОАО «Бокситогорский глинозем», на прилежащих к заводу территориях, а также в черте города Бокситогорска.

Также летом 2005 года была проведена оценка жизненного состояния деревьев в зоне воздействия комбината.

Для целей полевой индикации загрязнения и оценки жизненного состояния деревьев наиболее часто используют следующие признаки:

- хлорозы и некрозы ассимиляционных органов;
- снижение продолжительности жизни хвои;
- снижение охвоенности крон с нарушением распределения фитомассы хвои по высоте крон;
- ослабление побегообразования вследствие отмирания ветвей основной кроны с одновременным усилением образования короткоживущих побегов из спящих почек;
- ускоренное отмирание ветвей основной кроны;
- снижение линейного прироста оси ствола и ветвей; радиального прироста древесины ствола и скелетных ветвей; гибель деревьев с полной деградацией древостоя.

Основным диагностическим признаком повреждения ассимиляционных органов растений атмосферным загрязнением является наличие хлорозов и некрозов на хвое или листьях.

ОАО «Бокситогорский глинозем» относится к предприятиям по переработке алюминия, поэтому визуальные наблюдения листья в зоне воздействия подтвердили наличие специфических для данного источника загрязнения повреждений. Так как основными загрязнителями являются соединения фтора (преимущественно фтористый водород, и диоксид серы), то для хвои некроз приурочен к верхней части хвоинки и имеет буровато-красный цвет («ожог верхушки хвои»). Повреждение может охватывать треть, половину и даже всю хвоинку. Возникновению некрозов на листьях обычно предшествуют верхушечные и краевые светло-зеленые хлорозы, меняющие затем окраску на красно-коричневую, коричневую или бурую.

Исходя из выше сказанного, была проведена оценка жизненного состояния древостоев в зоне воздействия завода. Для этого был выбран участок, находящийся в санитарно-защитной зоне предприятия. На данном участке был произведен пересчет деревьев, а затем был рассчитан индекс состояния древостоя для данного участка.

При индексе от 1,7 до 0,8 жизненное состояние древостоя оценивается как «здоровое», при индексе от 0,79 до 0,5 древостой считается «поврежденным», при индексе от 0,49 до 0,2 - «сильно поврежденным», при индексе от 0,19 и ниже - «разрушенным» или «полностью деградированным».

В нашем случае значение индекса – 0,77, а это означает, что древостой поврежден. Причин этому может быть две. Во-первых, листья деревьев подвергаются постоянному воздействию атмосферных выбросов и осадков, а, во-вторых, происходит поглощение растениями вредных веществ из почвенных растворов. В почву загрязняющие ингредиенты попадают также благодаря негативным выбросам.

Все это доказывает необходимость проведения дальнейших мониторинговых исследований и разработки методики комплексной оценки состояния природных компонентов (почвы и растительности) в зоне антропогенного воздействия предприятий металлургического профиля.

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ УТИЛИЗАЦИИ ОТХОДОВ В СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

Макарова Е.И.

ПГУПС, Санкт-Петербург, lenmak75 @ mail.ru

Среди актуальных проблем защиты и сохранения биосферы проблема загрязнения окружающей среды отходами занимает особо важное место. В промышленной индустрии ежегодно скапливаются в огромном объеме разнообразные отходы. Предприятия тратят миллионы на их вывоз и захоронение, а ведь содержание полезных элементов, в этих отходах подчас выше, чем в природных ресурсах.

Преобладание на территории России предприятий цветной металлургии, химических, нефте- и лесохимических производств привело к катастрофическому загрязнению окружающей среды. Особенно остро экологические проблемы проявляются в городах, перенасыщенных промышленными предприятиями, где значительное загрязнение окружающей среды происходит в результате деятельности металлургических производств. Предотвратить загрязнение практически невозможно из-за специфики высокотемпературной технологии восстановления руд.

Таким образом, в условиях сложившейся экологической ситуации в России крайне необходим ресурсосберегающий и экологически обоснованный подход к организации промышленного производства. При этом наиболее рациональна такая организация промышленных комплексов, при которой отходы одного производства являются сырьем для другого.

Образование отхода производства кристаллического кремния. При производстве кристаллического кремния в процессе выплавки металла образуются в больших количествах газообразные вещества и пылевидные отходы. Источниками последних являются частицы загружаемого сырья и продукты плавки, а также продукты реакций, происходящих в высокотемпературной зоне. Ежегодно выход данного отхода, по данным Н.А. Лоховой (Обжиговые..., 2002.) на одном только Братском алюминиевом заводе достигает 32 тыс. т.

Мельчайшие пылевидные частицы, являющиеся отходом производства кремния и представляют собой конденсаты паров кремния (монооксида кремния), состоят из глобул, средний диаметр которых 0,1 - 0,2 мкм, являются аморфными и характеризуются высоким содержанием SiO_2 (от 84 до 98%).

Цвет пыли может варьироваться от светло-серого до черного, что, зависит от содержания углерода и железа.

В работе рассматривается пылевидный отход, отобранный на Братском алюминиевом заводе, данные химического анализа, которого приведены в таблице 1.

Таблица 1. Химический анализ отхода

Содержание соединений, масс. %							
SiO_2	Fe_2O_3	CaO	MgO	$\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$	Al_2O_3	SO_2	SiC
90,0-94,0	1-3	0,7-1,4	0,2-0,4	0,1-0,5	0,7-1,5	до 0,09	до 3

Физико-технические характеристики отхода производства кристаллического кремния представлены в таблице 2.

Таблица 2. Физико-технические характеристики отхода

Насыпная плотность, кг/м^3	Истинная плотность, кг/м^3	Удельная поверхность, $\text{м}^2/\text{г}$	Влажность, %	pH
150 - 380	200 - 2180	25 - 35	2 - 3	5 - 7

Образование отходов от сжигания топлива. Ежегодно на Иркутской ТЭС-7 г. Братска от сжигания углей Ирша-Бородинского месторождения образуется до 24 тыс. т. золы-унос. В отвалах предприятия накоплено более 800 тыс. т зольных отходов, химический анализ которых приведен в табл. 3. Следует отметить, что зола-унос является отходом от сжигания топлива, который выносится дымовыми газами из топки котла и улавливается золоуловителями.

Таблица 3. Химический состав (масс. %) золы-унос от сжигания углей Ирша-Бородинского месторождения

SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	SO_3
40,0-55,0	6,0-14,0	4,0-10,0	20,0-35,0	3,0-6,0	0,3-1,5	0,2-0,5	0,9-5,0

Физико-технические характеристики золы-унос представлены в табл. 4

Таблица 4. Физико-технические характеристики отхода

Насыпная плотность, кг/м ³	Истинная плотность, кг/м ³	Удельная поверхность, см ² /г	Остаток на сите № 0,08 %	pH
820 - 980	2920	3900 - 4300	2 - 3	10,5

Использование отходов при получении фосфатных материалов. Для современного уровня развития характерен поиск технологий безопасной утилизации, которые содержали бы фундаментальные единые основы. Такой фундаментальной основой может быть учет изменения энергии систем при осуществлении в них самопроизвольных химических процессов. Особенностью предлагаемого подхода является использование внутренней энергии веществ в обеспечении безопасной утилизации отходов.

На кафедре «Инженерная химия и естествознание» Петербургского Государственного Университета Путей Сообщения предложено использовать отход производства кристаллического кремния и золу-унос при производстве безобжиговых фосфатных материалов, которые получают самопроизвольным взаимодействием тонко измельченных оксидов 3d-металлов, алюмосиликатов или гидроксидов алюминия с фосфорной кислотой, в том числе технической (Рояк С.М., Специальные цементы. 1983; Сычев М.М. Твердение вяжущих веществ. 1974).

В результате реакций 1 - 4 (табл. 5) образуются нерастворимые соединения, способные блокировать отходы в каменной глыбе (Л.Б. Сватовская Новые комплексные технологии защиты окружающей среды на транспорте. 2005; Макарова О.Ю. Фосфатные материалы для строительства и отделки на основе алюминий- и железосодержащего сырья. 1999).

Таблица 5. Примеры изменения термодинамических функций в некоторых процессах обезвреживания отходов

Процесс	ΔH_{298} , кДж/моль	ΔG_{298} , кДж/моль
1. $Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O + 6H_3PO_4 = 2(SiO_2 \cdot 2H_2O) + 2Al(H_2PO_4)_3 + H_2O$	-417,5	-86,7
2. $FeO + 2/3 H_3PO_4 + 1/3 H_2O = 1/3 Fe_3(PO_4)_2 \cdot 4H_2O$	-394,1	-236,9
3. $ZnO + 2/3 H_3PO_4 + 1/3 H_2O = 1/3 Zn_3(PO_4)_2 \cdot 4H_2O$	-332,2	-184,4
4. $CuO + 2/3 H_3PO_4 = 1/3 Cu_3(PO_4)_2 \cdot 3H_2O$	-678,3	-484,8

Исследования показали, что при получении фосфатных материалов может быть использовано до 30 % отхода производства кристаллического кремния и до 30 % золы-унос (табл.6 и 7).

Анализ результатов показал, что при замене 15 % песка в фосфатном материале на отход кристаллического кремния прочность материала повышается до 10 МПа, при полной замене песка прочность повышается до 13 МПа, что является выше, чем у контрольного образца (7,4 МПа).

При введении в состав фосфатного материала до 15 % золы-унос, прочность повышается до 10,0 МПа, полная замена песка на золу-унос повышает прочность материала до 8,5 МПа.

Рост требований к надежности строительных материалов тесно связан с необходимостью их полной безопасности для здоровья человека тем более, если в качестве сырья используются отходы различных производств. В связи с этим проведен анализ водных вытяжек полученных материалов. Исследования показали, что полученный фосфатный материал является экологически безопасным, так как водные вытяжки не содержат токсичных веществ.

Таблица 6. Физико-механические показатели материала, содержащего отход производства кристаллического кремния

Состав сухой части, %				Ж/Т	Прочность материала при сжатии на 28 сутки, МПа
Глина	Песок	FeO	отход производства кристаллического кремния		
70	30	15	-	0,3	7,4
70	15	15	15	0,3	10,0
70	0	15	30	0,3	13,0
60	20	15	20	0,3	8,6

Таблица 7. Физико-механические показатели материала, содержащего золу-унос

Состав сухой части, %				Ж/Т	Прочность материала при сжатии на 28 сутки, МПа
Глина	Песок	FeO	Зола-унос		
70	30	15	0	0,3	7,4
70	15	15	15	0,3	6,2
70	0	15	30	0,3	8,50

Предотвращенный экологический ущерб. Определение величины предотвращенного экологического ущерба окружающей природе в результате недопущения к размещению 1 тонны отходов i -го класса опасности в результате осуществления n -го направления природоохранной деятельности определяется по формулам:

$$Y^{omx} np_1 = Y^{omx} yd_r \cdot \sum_{ki} M_{ir} \cdot K_i^o \quad (1)$$

$$Y^{omx} np_2 = Y^{omx} yd_r \cdot \sum_i \Delta M_i \cdot K_i^o \quad (2)$$

где Уотхудг – показатель удельного ущерба окружающей природной среде r -го региона в результате размещения 1 тонны отходов IV класса опасности, руб./т (Уотхудг = 248,4 руб./т в ценах 2003 года);

$Y^{omx} np_1$ – предотвращенный экологический ущерб в результате недопущения к размещению 1 тонны отходов i -го класса опасности от k -го объекта за счет их использования, обезвреживания либо передачи другим предприятиям для последующего использования, обезвреживания, тыс. руб.;

M_{ir} – объем отходов i -го класса опасности от k -го объекта за счет их использования, обезвреживания либо передачи другим предприятиям для последующего использования, или обезвреживания, тонн;

$Y^{omx} np_2$ – предотвращенный ущерб в результате ликвидации ранее размещенных отходов i -го класса опасности за счет их вовлечения в хозяйственный оборот, тыс. рублей;

ΔM_i – снижение объемов размещения отходов за счет вовлечения их в хозяйственный оборот в результате осуществления соответствующего направления природоохранной деятельности, тонн;

K_i^o – коэффициент, учитывающий класс опасности i -го химического вещества, не допущенного (предотвращенного) к попаданию в почву, либо ликвидированного имеющего загрязнения в результате осуществления соответствующего направления природоохранной деятельности.

Для оценки величины предотвращенного экологического ущерба окружающей среде в результате недопущения к размещению 1 тонны либо ликвидации размещенных ранее отходов i -го класса опасности в результате использования их в качестве добавки для производства фосфатных материалов объем отходов принят равным 56 тыс. т.

Величина предотвращенного экологического ущерба окружающей природной среде в результате недопущения к размещению 56 000 т отходов 4 класса опасности составит:

$$56\,000 \cdot 248,4 = 13\,910\,400 \text{ рублей} = 13,9 \text{ млн. рублей}$$

Заключение. Таким образом, утилизация отходов производства кристаллического кремния Братского алюминиевого завода и золы-уноса от сжигания углей Ирша-Бородинского месторождения при производстве фосфатных материалов снижает экологический ущерб на 13,9 млн. рублей.

Полученные материалы могут служить для футеровки башен и резервуаров на химических производствах, для устройства полов в цехах с агрессивными средами. Материалы не разрушаются водой и могут применяться в качестве защитных слоев (футеровок) по железобетону и металлу. Кроме того, возможно применение при производстве декоративных изделий. На фосфатный материал разработаны технические условия и технологический регламент.

ЛИТЕРАТУРА

Н.А. Лохова, И.А. Макарова, С.В. Патраманская Обжиговые материалы на основе микрокремнезема. – Братск: БрГТУ, 2002. – 163 с.

Макарова О.Ю. Фосфатные материалы для строительства и отделки на основе алюминий- и железосодержащего сырья: Автореф. дис. ... канд. техн. наук / Петербургский гос. ун-т путей сообщения, 1999. – 24 с.

Рояк С.М., Рояк Г.С. Специальные цементы: Учеб. пособие для вузов. – М.: Стройиздат, 1983. – 279 с.

Л.Б. Сватовская, Н.И. Якимова, Е. И. Макарова Новые комплексные технологии защиты окружающей среды на транспорте. Санкт-Петербург, ПГУПС, 2005г.

Сычев М.М. Твердение вяжущих веществ. – М.: Стройиздат, 1974. – 56 с.

Е.И. Макарова, М. Абу-Хасан, Е.В. Бенза, М.В. Шершнева, М.С. Старинец. Идея блокирования нефтесодержащих загрязнений в строительные материалы с учетом основных термодинамических показателей. Материалы Всероссийской научно-практической конференции, посвященной памяти профессора А.Ф. Блиноватова «Образование, наука, медицина: эколого-экономический аспект». – Пенза: РИО ПГСХА, 2005. С. 127 -128.

УЧЕТ ИЗМЕНЧИВОСТИ ЛАНДШАФТНЫХ УСЛОВИЙ ПРИ ОБРАБОТКЕ ПОИСКОВО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Макарова Ю.В.

ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Yuliya.Makarova@vsegei.ru

Традиционные способы обработки поисково-геохимических данных, рекомендуемые «Инструкцией по геохимическим методам поисков рудных месторождений» (1983 г.) и многими другими руководствами, дос-

таточно хорошо работают в благоприятных, относительно простых условиях проведения геохимических поисков, когда выявляются остаточные литохимические ореолы рассеяния рудных месторождений с высокоаномальными содержаниями индикаторных элементов. Однако в сложных или неблагоприятных условиях, когда применяются специальные методы геохимических поисков по наложенным вторичным ореолам, а аномальные содержания лишь незначительно отличаются от фоновых, их использование далеко не всегда позволяет выделить ту составляющую геохимического поля (ГХП), которая представляет главный интерес – рудные геохимические аномалии индикаторных элементов. Одной из причин является наличие погрешностей анализа, другая причина – сложный характер наблюдаемых геохимических полей, во многом обусловленный влиянием мешающих ландшафтных факторов. Это ведет к пропуску перспективных аномальных участков и, как следствие, резко снижает эффективность геохимических поисков. Для преодоления указанного негативного момента разрабатываются и совершенствуются методики обработки поисково-геохимических данных, нацеленные на уменьшение влияния мешающих факторов (помех) и наиболее надежное выделение из результатов съемок тех информативных составляющих ГХП, которые несут полезную информацию прогнозно-поискового плана.

Пространственная изменчивость наблюдаемых ГХП практически всегда обусловлена не одной причиной, а совокупностью факторов, которые имеют разную природу, но могут оказывать влияние друг на друга. Так, изменения вторичного литохимического поля от точки к точке в общем случае могут быть связаны со следующими факторами: вариациями состава подстилающих пород, их метасоматическими изменениями, наличием и характером рассеянной минерализации, наличием и типом залежей полезных ископаемых, ландшафтными вариациями содержаний элементов, техногенным загрязнением территории. Кроме того, как отмечено выше, исходные данные «зашумлены» погрешностями отбора, обработки проб и их анализа. Поэтому при обработке данных геохимических поисков по вторичным ореолам (как и данных геофизических съемок) требуется снижение уровня помех, ослабление влияния ландшафтных факторов и выделение из наблюдаемого поля тех информативных составляющих, которые связаны с геологическими причинами, прежде всего – с наличием скрытой под рыхлым покровом рудной минерализации.

Используемая в работах отдела региональной геохимии ВСЕГЕИ методика обработки поисково-геохимических данных включает последовательное выполнение следующих главных операций:

- 1) учет и, в необходимых случаях, снятие влияния систематических расхождений между результатами различных серий анализа проб и аналитического дрейфа данных;
- 2) учет и снятие влияния изменчивости ландшафтных условий в пределах опрашиваемых территорий для устранения мешающих ландшафтных факторов, затушевывающих полезную поисковую информацию, и усиления полезных сигналов, созданных геохимически специализированными геологическими объектами – источниками вторичных ореолов;
- 3) сглаживание и фильтрация данных для снижения мешающего влияния случайных погрешностей и более надежного выделения геохимических аномалий, имеющих площадное распространение и пространственную структуру;
- 4) применение методов многомерного статистического анализа для изучения сложных полиэлементных аномальных геохимических полей;
- 5) применение современных компьютерных технологий цифрового картографирования геохимической информации.

Настоящая работа посвящена главным образом рассмотрению второй операции.

Целесообразность учета изменчивости подтверждается исследованиями автора (Макарова, 2005). Например, на Ганинском участке Бураковско-Аганозерского массива Карелии было проведено сравнение различных методик обработки поисково-геохимических данных, полученных при поисках по вторичным наложенным ореолам рассеяния рудных элементов в почвах методами металлоорганических почвенных форм нахождения элементов (МПФ) и термомагнитным геохимическим методом (ТМГМ). Эти методы в первую очередь нацелены на выявление наложенных вторичных ореолов рассеяния месторождений и используют вторично закрепленные формы нахождения элементов в почвах. Поисковые геохимические съемки методами ТМГМ и МПФ были проведены на Ганинском участке в северной части Аганозерского блока над главным хромитовым горизонтом, переходной зоной и породами прилегающих зон интрузии в масштабе 1:20 000–1:10 000. Обработка данных проводилась тремя способами: 1) без учета различий типов почв (рутинный способ); 2) с учетом геохимических различий двух главных разновидностей почв (торфяно-болотных, с одной стороны, и супесчано-песчаных минеральных почв незаболоченных участков, с другой) путем группирования данных; 3) с учетом различий четырех типов почв (1 – торфяных болотных, 2 – суглинисто-супесчаных почв увлажненных участков, 3 – супесчаных дерново-подзолистых, 4 – супесчаных подзолистых). В последнем случае учитывались также статистические зависимости фоновых содержаний рудных элементов от параметров, характеризующих ландшафтные условия и макросостав почв: содержание органического углерода ($C_{орг}$) в МПФ, магнитная (k) и термомагнитная (Tk) восприимчивости проб в ТМГМ. При рутинной обработке фоновые параметры определялись по всей совокупности данных за исключением явных аномалий. Среднефоновое

содержание C_{ϕ} принималось равным среднему геометрическому значению; стандартный множитель ϵ_{ϕ} , характеризующий отклонения фоновых содержаний от среднефоновой уровня, вычислялся как антилогарифм стандартного отклонения логарифмов содержаний.

При учете различий двух типов почв данные были сгруппированы в 2 выборки. Соответствующие значения C_{ϕ} в выборках принимались равными медианным значениям. Для ϵ_{ϕ} также применялись робастные оценки по квартилям распределения. При учете различий четырех типов почв данные по содержаниям были сгруппированы в 4 выборки. По каждой выборке были определены уравнения линейной регрессии: в МПФ - зависимости логарифмов содержаний элементов от логарифма $C_{\text{орг}}$, в ТМГМ - логарифмов содержаний элементов от логарифмов k и Tk . Далее по полученным уравнениям вычислялись переменные значения $C_{\phi}(x,y)$, зависящие от $C_{\text{орг}}$ либо от k и Tk в точках опробования с соответствующими координатами (x,y) . При обработке данных ТМГМ такие операции ранее не использовались, что могло приводить к картированию не только вторичных ореолов рудных залежей, но и ландшафтных аномалий, связанных с повышенным количеством гидроксидов железа, т.е. ландшафтных аккумуляций химических элементов.

При обработке данных метода МПФ для учета переменного количества гуматов и фульфатов в пробах традиционно использовалась операция нормирования измеренных содержаний элементов на содержание органического углерода ($C/C_{\text{орг}}$). Однако эта операция вполне корректна только при прямой пропорциональности фоновых содержаний элемента от содержания органики, что, как показывает практика, наблюдается редко. Чаше наблюдаются более сложные зависимости. Именно так обстоит дело и на Ганинском участке. На заключительном этапе для всех точек опробования почв вычислялись значения нормированных содержаний хрома, никеля и меди (т.е. стандартизованных по фоновым параметрам значений логарифмов содержаний элементов):

$$u(x,y) = [\log C(x,y) - \log C_{\phi}(x,y)] / \log \epsilon_{\phi}(x,y),$$

которые использовались для построения итоговых геохимических карт.

Анализ полученных результатов показал, что на всех построенных картах прослеживаются сходные в главных чертах тенденции расположения аномалий. Однако следует отметить, что рутинная методика обработки поисково-геохимической информации привела к появлению «ложных» аномалий, т.е. не связанных с рудной минерализацией, а обусловленных геохимической спецификой элементарных ландшафтов и типов почв. В данном случае эти ландшафтные аномалии приурочены к болотам и могут быть как положительными, так и отрицательными по знаку в сравнении с местным фоном. При использовании же усовершенствованной методики обработки данных, нацеленной на максимально полный учет ландшафтных условий (третий способ), ландшафтные аномалии в максимальной степени подавляются, а контрастность рудных аномалий возрастает. Таким образом, наиболее представительная и надежная поисковая информация была получена с применением нового способа обработки геохимических данных, сочетающего группирование данных по типам опробованных почв и использование уравнений линейной регрессии для учета зависимостей переменного по величине местного геохимического фона от параметров, характеризующих ландшафтные условия.

Еще одной иллюстрацией необходимости учета изменчивости ландшафтных условий является пример обработки реальных геохимических данных – результатов анализа 1149 проб, отобранных при проведении площадной поисковой литохимической съемки по вторичным ореолам масштаба 1:50 000 по сети 500 x 500 м на участке в северной Карелии, расположенном в пределах Беломорской мобильной зоны. Геохимические поиски выполнялись с использованием новой технологии – метода анализа сверхтонкой фракции рыхлых отложений – МАСФ. МАСФ является геохимическим методом поисков по наложенным литохимическим вторичным ореолам рассеяния, который разработан во ВСЕГЕИ и применяется для усиления слабого полезного сигнала в покровных образованиях (Соколов и др., 2005). В основу МАСФ положено явление преимущественного накопления химических элементов в наиболее тонких фракциях рыхлых отложений, в том числе в пределах вторичных ореолов рудных объектов. Сущность МАСФ заключается в отборе проб рыхлых отложений, выделении из проб сверхтонкой (глинистой, микроминеральной) фракции размером менее 10 мкм, которая затем анализируется количественными методами (ICP-AES, ICP-MS, AAA или другими инструментальными методами анализа). Глубина отбора проб зависит от фактического положения специальным образом выбираемых горизонтов почвенного разреза и обычно составляет 0,3 – 0,6 м, реже до 1–1,5 м, а выделение сверхтонкой фракции производится в лабораторных условиях по специальной технологии.

Для автохтонных отложений роль состава геологического субстрата на распределение фоновых содержаний в перекрывающих рыхлых образованиях значительна. В этом случае недоучет состава подстилающих пород может привести к выделению так называемых породных аномалий, которые не всегда однозначно отличаются от аномалий рудной природы, характеризующихся при повышенной мощности рыхлых образований невысоким уровнем аномальных содержаний. В аллохтонных отложениях фоновые содержания в основном определяются составом перемещенных пород и типом ландшафта, и в этом случае коренной субстрат при выделении аномалий не учитывается. Каждый таксон должен характеризоваться представительным количеством проб для последующей оценки параметров нормального и аномального геохимического поля.

Отбор каждой геохимической пробы сопровождался ландшафтными и геологическими наблюдениями, результаты которых фиксировались в полевом журнале геохимической съемки. В перечень фиксируемых

ландшафтных и геологических характеристик входили характеристики элементарного ландшафта в точке опробования (геоморфология, растительность, наличие и степень техногенного загрязнения и др.); условия пробоотбора (глубина, почвенный горизонт и т.п.); характеристики материала пробы (литологический состав проб, их цвет, влажность, количество и характер крупнообломочного материала и др.); геологические характеристики (обнаженность в окрестности точки опробования, тип коренных пород или развалов каменного материала при их наличии, признаки изменения пород и рудной минерализации).

При обработке материалов опробования была составлена геолого–ландшафтная основа, на которой были выделены следующие ландшафты: изинные болота с мощностью торфяно–болотных образований 1,5–2 м и более; низинные абразионно–аккумулятивные равнины, преимущественно заболоченные, на морских, ледниково–озерных, озерных и торфяно–болотных отложениях, местами на промытых моренных образованиях; аккумулятивный озово–камовый холмистый рельеф на ледниково–водных отложениях преимущественно песчаного состава; слабохолмистые равнины преимущественно на моренных отложениях (чередование низких сельговых гряд с цоколем кристаллических пород, моренных холмов и заболоченных понижений рельефа); грядово–холмистая местность на участках структурно–денудационного и денудационно–тектонического рельефа (развиты маломощные моренные отложения, ледниковые и элювиально–делювиальные развалы валунного и глыбового материала, скальные выходы кристаллических пород); техногенно–измененные и техногенные ландшафты поселков и участков горных работ. На геолого–ландшафтной основе нашли также отражение преобладающие типы пород, выделенные по обнажениям и каменно–глыбовым развалам.

При анализе выборок по выделенным геолого–ландшафтным типам было решено учитывать для снятия влияния ландшафтных факторов два обобщенных типа: закрытые и полузакрытые территории (участки с повышенной в среднем мощностью рызлого покрова, включая низинные болота с высокой мощностью торфяно–болотных отложений) и относительно открытые территории. Фоновые параметры оценивались отдельно для каждой выборки. На заключительном этапе для всех точек опробования почв (отдельно для двух выделенных обобщенных геолого–ландшафтных типов) вычислялись значения нормированных содержаний элементов, которые использовались для построения итоговых геохимических карт.

Таким образом, деление площади работ по ландшафтным условиям использовалось при обработке данных для корректного выделения геохимических аномалий и затем при интерпретации выявленных ореолов рассеяния. Результаты показали эффективность примененного способа учета ландшафтных условий и позволили выявить наложенные ореолы рассеяния, связанные в рудной минерализацией, причем перспективность этих ореолов была в дальнейшем подтверждена результатами выполнения более детальных поисковых работ.

ЛИТЕРАТУРА

Макарова Ю. В. Новые методики обработки поисково–геохимических данных (на примере Бураковско–Аганозерского массива Карелии). // «Севергеоэкотех–2004». Ч. 1.: Материалы конференции. 17–19 марта 2004 г. – Ухта: УГТУ, 2005. С. 358–363.

Соколов С.В., Марченко А.Г., Шевченко С.С., Макарова Ю.В. Новая технология геохимических поисков твердых полезных ископаемых на территориях Северо–Запада России. // Геология, геохимия и экология Северо–Запада России: Материалы I Международной научной конференции. СПб: 2005, с. 80–82.

Соколов С.В., Марченко А.Г., Шевченко С.С., Симонов О.Н. и др. Временные методические указания по проведению геохимических поисков на закрытых и полузакрытых территориях. СПб: изд. ВСЕГЕИ, 2005, 98 с.

РЕШЕНИЕ ПРОБЛЕМ РЕКУЛЬТИВАЦИИ ШЛАМОВЫХ АМБАРОВ НЕФТЕГАЗОВОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Малышкин М.М.

СПбГИ им. Г.В. Плеханова, Санкт–Петербург, mishania_m@mail.ru

Одной из крупных экологических проблем нефтяной отрасли является загрязнение природной среды отходами бурения, негативно влияющими на условия проживания людей, обитания животных, а также растительный покров. Работа посвящена рекультивации шламовых амбаров путем засадки растениями. Шламовые амбары – это копаные ямы в теле буровых площадок, заполненные отходами бурения. Данную проблему рекультивации шламовых амбаров предлагается решить привлекая местные древесные растения и умело используя отходы бурения как стимуляторы роста в сочетании с мелиорацией обваловок шламовых амбаров, становится возможным разработать принципиально новую научно–методическую основу лесной рекультивации нарушенных земель.

Деятельность предприятий нефтегазовой отрасли неизбежно приводит к техногенному воздействию на окружающую природную среду. В настоящее время по данным Минтопэнерго России эксплуатируется 133,5 тысяч нефтяных скважин, 46,8 тысяч километров магистральных нефтепроводов, 20,1 тысяч километров нефтепродуктопроводов, 25 нефтеперерабатывающих заводов, 1600 нефтебаз и т.д. Это выражается, прежде

всего, в вырубке лесов, деградации почв и ландшафтов, загрязнении атмосферы, поверхностных и грунтовых вод приповерхностных отложений нефтепродуктами и токсичными веществами, содержащимися в буровых растворах, и сероводородом, содержащимся в нефти и газе, что и приводит к негативному воздействию на условия проживания людей.

Основные запасы разрабатываемых в России в настоящее время месторождений нефти приурочены к избыточно увлажненным территориям Западной Сибири и Севера Европейской части страны. Региональная специфика разработки нефтяных месторождений характеризуется значительной землеемкостью, проведением работ на обжитых и слабо населенных участках, территориальной разбросанностью кустовых площадок, необходимостью строительства промысловых дорог, подъездов к буровым площадкам, насыпных сооружений, прокладки трубопроводов (Справочник..., 2001).

На территории нефтегазового комплекса Западной Сибири широко распространены шламовые амбары, которые считаются одними из опасных источников загрязнения. Шламовые амбары – это копаные ямы в теле буровых площадок или примыкающим к ним, заполненные отходами бурения, которые относятся к 4 классу токсичности (Положение..., 1999). По этой причине они подлежат захоронению, которое заключается в засыпке привозными грунтами, но данная технология рекультивации шламовых амбаров не только не устраняет амбар как источник загрязнения, но и не снижает его опасность. Единственная выгода данного метода рекультивации в отдельных случаях, то что в амбар не попадают водоплавающие птицы и мелкие животные. Эта незначительная выгода никогда не оправдывает колоссальные средства, которые расходуются сейчас на рекультивацию шламовых амбаров.

Таким образом, все указывает на необходимость разработки такой технологии рекультивации шламовых амбаров, которая была бы эколого-экономически выгодна и прежде всего ускоряла процесс восстановления исходных экосистем или создавала условия для возникновения новых.

Отходы бурения по своему составу в основном представляют мелкодиспергированную массу горных и осадочных пород, поэтому в случае возможной хозяйственной их утилизации они могут служить донором большого набора элементов минерального питания растений, что особенно важно в олиготрофных условиях лесоболотных экосистем. В этой связи стало целесообразным провести исследования по влиянию на устойчивость древесных растений к отходам бурения.

Исследованиями, проведенными в лабораторных условиях, установлено, что всхожесть и интенсивность прорастания семян различных видов древесных растений варьируется в зависимости от концентрации отходов бурения в субстрате. При концентрации в субстрате в объеме до 10-12% отходы бурения стимулируют всхожесть и интенсивность прорастания семян, при концентрации 12-25% влияние отходов бурения чаще не обнаруживается. У большинства видов древесных растений отходы бурения при концентрации выше 25% вызывают снижение всхожености и интенсивности роста всходов.

Установлено, что из протестированных растений наиболее устойчивыми к отходам бурения являются облепиха и тополь черный, которые в связи с этим можно назвать «отходофильными» древесными растениями.

Таким образом, привлекая местные древесные растения и умело используя отходы бурения как стимуляторы роста в сочетании с мелиорацией обваловок шламовых амбаров, становится возможным разработать принципиально новую научно-методическую основу лесной рекультивации нарушенных земель. Предполагается, что с эколого-экономической позиций она во многих случаях будет более выгодна, чем другие технологии рекультивации, применяемые сегодня на территории нефтегазового комплекса Западной Сибири.

ЛИТЕРАТУРА

Справочник мастера по добыче нефти, ПРС, КРС. – Сургут.: РИИЦ «Нефть Приобья», 2001. – 380 с.

Положение об организации работы в области охраны окружающей среды в НГДУ «Быстринскнефть», 1999. – с. 52 – 68.

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ МОНИТОРИНГ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НА ТЕРРИТОРИИ САНКТ-ПЕТЕРБУРГА

Наумовец М.Ю.

ГГУП «Специализированная фирма «Минерал», Санкт-Петербург, masha@scmin.spb.ru

Государственный мониторинг состояния недр, включая подземные воды, представляет собой систему регулярных наблюдений, сбора, накопления, обработки и анализа информации, оценки состояния геологической среды и прогноза её изменения под влиянием естественных природных факторов, недропользования и других видов хозяйственной деятельности.

Мониторинг подземных вод является составной частью (подсистемой) комплексной системы мониторинга окружающей природной среды.

Основной целью охраны окружающей среды является обеспечение благоприятных условий жизнедеятельности настоящего и будущего поколений жителей города, воспроизводство природных ресурсов, сохра-

нение биосферы. Одним из основных направлений мониторинга подземных вод на территории Санкт-Петербурга является информационное обеспечение органов управления, юридических и физических лиц сведениями о текущем состоянии подземных вод и тенденциях его изменения под воздействием природных и антропогенных факторов. Это необходимо для принятия управленческих решений в области рационального использования подземных вод, их охраны от истощения и загрязнения, а также принятия превентивных мер по нейтрализации негативного воздействия геологических процессов, связанных с подземными водами, на городское хозяйство.

Задачами мониторинга подземных вод являются:

- Получение, обработка и анализ данных о состоянии подземных вод;
- Оценка состояния подземных вод и прогнозирование его изменений;
- Своевременное выявление и прогнозирование развития природных и техногенных процессов, влияющих на подземные воды;
- Учёт эксплуатационных запасов подземных вод и их динамики;
- Разработка, обеспечение реализации и анализ эффективности мероприятий по обеспечению охраны подземных вод от истощения и загрязнения, а также по предотвращению или снижению негативного воздействия опасных геологических процессов, связанных с подземными водами.

Многолетнее хозяйственное освоение территории города оказывает негативное влияние на состояние подземных вод. В связи со значительными объемами строительства и эксплуатацией подземных инженерных сооружений на территории такого крупного мегаполиса как Санкт-Петербург, изменяется режим подземных вод, что влечет за собой изменение гидродинамических условий и активизацию негативных геологических процессов – подтопления территорий, проседания поверхности, деформация зданий и их разрушение на засыпаемых территориях, оседание и провалы дневной поверхности, связанные с суффозионными явлениями, прорывов подземных вод в подземные транспортные тоннели и др. В свою очередь активизация негативных геологических процессов нарушает экологическую устойчивость окружающей среды города и в конечном итоге угрожает безопасности людей. Поэтому наиболее эффективным методом обеспечения рационального использования подземных вод, контроля состояния подземной гидросферы и ее взаимосвязи с различными компонентами окружающей природной среды является проведение мониторинга подземных вод.

Основными практическими задачами, решаемыми работами по ведению мониторинга подземных вод территориального уровня такого мегаполиса как Санкт-Петербург являются:

- Изучение влияния подземных вод на строительство и эксплуатацию инженерных сооружений для прогнозирования возможных деформаций фундаментов и стен сооружений, предотвращая тем самым аварийные ситуации в городе.

- Изучение режима уровня подземных вод для предотвращения подтопления подвальных помещений жилых и промышленных сооружений, в том числе на участках засыпаемых русел рек, ручьёв, водоёмов.

- Изучение и своевременный прогноз процесса изменений уровней грунтовых вод (подтопление и осушение деревянных свайных оснований) для сохранения исторического центра города, его памятников и музеев; подземных коммуникаций неглубокого заложения;

- Изучение режима подземных вод в районах интенсивной современной и перспективной жилой застройки для предотвращения их негативного влияния при проходке котлованов и траншей.

- Изучение возможного загрязнения грунтовых и поверхностных вод курортной зоны Финского залива на участках интенсивного коттеджного и индивидуального строительства, где как правило отсутствует централизованная система канализации стоков.

- Изучение качества подземных вод для выявления очагов загрязнения подземных вод, оценки их влияния на поверхностные воды и эксплуатируемые водоносные горизонты.

- Изучение качества подземных вод межморенного водоносного комплекса с целью предотвращения загрязнения в районах эксплуатируемых месторождений подземных вод («Полустрово», «Гражданское», «Долинное»).

- Изучение условий эксплуатации основных водоносных горизонтов, разработка регламента рационального использования подземных вод, их охраны от истощения и загрязнения, включая продвижение фронта солёных вод к водозаборам Курортного района;

- Изучение режима подземных вод на проблемных участках Петербургского метрополитена (аварийный участок «Лесная» – «Площадь Мужества» и др.) для предотвращения аварийных ситуаций.

- Обследование водозаборов для выявления очагов загрязнения подземных вод, связанных с деятельностью тех или иных предприятий.

Объектами мониторинга подземных вод на территории Санкт-Петербурга являются: горизонт грунтовых вод, межморенный водоносный комплекс.

По состоянию на 01.01.2006г. наблюдательная сеть территориального уровня состоит из 47 скважин (рис.1а), по которым решаются следующие задачи:

Пункты наблюдательной сети территориального уровня
мониторинга подземных вод
г. Санкт-Петербурга

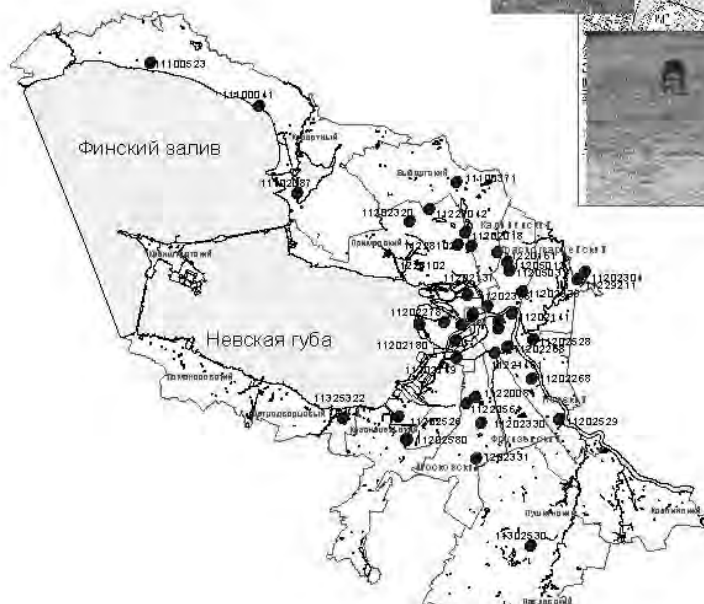


Рис. 16

- Изучение слаборазрушенного режима грунтовых вод (ГВ)- 14 скважин;
- Изучение грунтовых вод с целью прогнозирования подтоплений территорий и сооружений – 7 скважин;
- Изучение режима грунтовых вод на окраинах города в районах интенсивной современной и перспективной жилой застройки – 19 скважин;
- Изучение режима подземных вод в пределах месторождений – 7 скважин.

Одной из основных областей применения данных мониторинга подземных вод является своевременный прогноз процесса изменений уровней грунтовых вод.

Наводнение и повышение уровней грунтовых вод приводит к подтоплению территорий и фундаментов исторических памятников, например в Петропавловской крепости. На данной территории расположен створ скважин, по которым ведутся исследования, показывающие тесную гидравлическую связь между режимом колебаний уровней грунтовых и поверхностных водотоков – р. Невой и Кронверским проливом. Амплитуда колебания уровней колеблется от 1- 2м, уменьшаясь по мере удаления водотока (рис.16).

ЛИТЕРАТУРА

Богданова Г.И., Марков М.Л., Николаев А.С., Пакудина В.Н., Савенкова Г.Б., Филиппов Н.Б. «Концепция перспективного развития мониторинга подземных вод на территории Санкт-Петербурга». (2005г).

Николаев А.С. и др. Отчет о работах : «Ведение мониторинга подземных вод по наблюдательной сети территориального уровня в 2005г.». (2006г).

Савенкова Г.Б. и др. Отчет о выполненных работах по контракту №054 от 31.01..2005г.: Эксплуатация автоматизированной системы контроля и управления качеством атмосферного воздуха по мониторингу состояния геологической среды Санкт-Петербурга в 2005г. Часть 2. «Ведение мониторинга подземных вод по наблюдательной сети территориального уровня». Том 2. (2006г).

О НЕКОТОРЫХ ОСОБЕННОСТЯХ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РТУТИ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ УСТЬЕВОЙ ОБЛАСТИ Р. СЕВЕРНАЯ ДВИНА

Овсебян А.Э., Федоров Ю.А.

Ростовский государственный университет, Ростов, ovsepleat@yandex.ru

Ртуть относится к веществам первого класса опасности, является приоритетным поллютантом природных вод. В то же время проблема ртутного загрязнения водных объектов России является относительно мало изученной.

Результаты современных исследований с использованием высокочувствительных методов анализа позволяют считать, что в относительно чистых природных водах концентрации общей ртути составляют 0,001-0,0015 мкг/л (Лапердина, 2000).

В различных регионах земного шара концентрации металла варьируют в широких пределах (табл. 1). Анализируя представленные в таблице литературные данные, можно отметить, что северным областям морских и речных вод соответствуют относительно меньшие концентрации ртути в воде и донных отложениях (колеблются в пределах 0,0015 - 0,07 мкг/л). В южных районах России и мира концентрации ртути повышены (0,04 – 0,14 мкг/л). Количество данных о содержании ртути в донных отложениях ещё малочисленней, чем для природных вод. Для донных отложений также характерно увеличение концентраций ртути с Севера на Юг.

Таблица 1. Содержание ртути в воде и донных отложениях различных регионов мира

Водный объект	Вода мкг/л	Донные отложения, мкг/г с.м.	Литературный источник
р. Дон	0,12-0,27/0,14	0,06-0,18/0,13	Федоров, 2002
Таганрогский залив	0,03-2,8/0,7	0,01-5/0,3	Федоров, 2002
Р. Дунай	0,03-0,045/0,04	0,38-1,67/0,75	Козлова С.И., 1984
Бразилия	0,015-0,104	-	Мэринс Р.В., др., 1999
р. Лена, эстуарий	0,005	-	Кокьюри М., др., 1995
Р. Обь, эстуарий	0,0028-0,0006	-	Кокьюри М., др., 1995
Р. Енисей, эстуарий	0,0015	-	Кокьюри М., др., 1995
Р. Катунь	0,005-0,15	0,04-0,66	Васильев О.Ф., др., 1996
Север Атлантического океана	0,002	-	Кьювауиллер П., 1996
Море Лаптевых	0,004-0,0133	-	Кокьюри М., др., 1995
Карское море	0,0007-0,017	-	Кокьюри М., др., 1995
Японское море, бухта	0,015-0,237	0,036-0,529	Лучшева Л.Н., 1995
Охотское море	0,001-0,07	0,006-0,121	Лучшева Л.Н., 1995
Финляндия	0,001-0,02	-	Шульц Т., др., 1995

В числителе указан интервал изменения концентраций, в знаменателе – среднее значение.

С целью изучения особенностей поведения ртути в природных условиях Севера в 2004-2005 годах профессором Ю.А. Федоровым были организованы исследования содержания ртути в реках Севера ЕТР. Экспедиционные работы проводились на реках Северная Двина, Печора, Кемь, Шуя и др. Отбирались пробы воды, донных отложений, почв и атмосферных осадков. Использовалась модифицированная методика отбора, подготовки проб и определения в них содержания ртути (Федоров и др., 2004, 2005), ранее применявшаяся на различных водных объектах территории ЕТР. Анализ на содержание ртути производился с помощью атомно-абсорбционной спектроскопии методом холодного пара.

Исследование природных вод. Концентрации общей растворенной ртути изменялись от следовых до 0,18 мкг/л. Наименьшие концентрации общей растворенной формы ртути выявлены в водных объектах, расположенных на территории Карелии (Федоров и др., 2005). При продвижении на запад, юг и восток Севера ЕТР и приближении к более освоенным в промышленном отношении районам происходит возрастание содержания валовой и общей растворенной ртути. Наиболее высокие концентрации металла обнаружены в районе г. Архангельск, в протоках Кузнечиха, Маймакса и рр. Соломбалка, Юрас. В более чем 80 % проб воды, отобранных в устьевой области р. Северная Двина, ртуть содержится в концентрациях, превышающих ПДК для водоемов рыбохозяйственного назначения (0,01 мкг/л). Следует отметить, что на исследуемой территории широко развита целлюлозно-бумажная промышленность, в цикле производства которой применяется ртуть (Бреховских, 2003). Более высокие концентрации металла обнаружены в поверхностном слое воды. Установлено, что в отличие от вод юга ЕТР, где миграция металла осуществляется, в основном, во взвешенной форме (Федоров и др., 2003), в условиях Севера ртуть мигрирует преимущественно в растворенной форме. Доминирующей формой нахождения ртути являются фульватные комплексы (Федоров и др., 2005).

Исследование донных отложений. Для изучения особенностей накопления и рассеивания ртути её содержание определялось в поверхностном (глубина 0-5 см) и приповерхностном (5-10 см) слоях донных отложений. Пробы отбирались с помощью трубки конструкции Государственного океанографического института. Отбор проб производился из центральной части керна донных отложений каждой литологической разности.

В течение исследуемого периода (август 2004 г.) содержание ртути в донных отложениях изменялось в пределах 0,02-0,37 мкг/г с.м. Среднее содержание составило 0,13 мкг/г с.м. При расчёте средних концентраций были исключены внутренние протоки, пересекающие г. Архангельск.

В пространственном отношении содержание металла в донных отложениях значительно изменялось. В верховьях устьевой области р. Северная Двина оно варьировало в узком интервале и приближалось к минимальным значениям - 0,04 – 0,05 мкг/г с.м. Следовательно, данный участок реки можно отнести к разряду относительно незагрязненных вод и считать его фоновым для устьевой области.

Наименьшие концентрации отмечены для станций Усть-Пинега (0,04 мкг/г с.м.), Вершина дельты (0,02 мкг/г с.м.), порт Экономия (0,03 мкг/г с.м.). Относительно высокие уровни определены на ст. Порт Бакарица (0,37 мкг/г с.м.), пр. Кузнечиха, лесозавод № 29 (0,21 мкг/г с.м.), о. Мудьюгский (0,21 мкг/г с.м.). Экстремально высокие значения выявлены для протоки Соломбалка (они составили 4 мкг/г с.м. в слое 0-5 и 1,48 мкг/г с.м. в слое 5-10 см). Соломбалка является мелководной протокой, пересекающей один из районов г. Архангельска, используется местным населением для стоянки маломерных судов, имеет невысокую скорость течения. На этой станции также отмечены экстремумы содержания ртути в воде. Приведенные данные свидетельствуют о создавшихся на участке благоприятных условиях к накоплению ртути в донных отложениях.

Изменение концентраций ртути по горизонтам представляло следующую картину. В горизонте 0-5 см содержание изменялось от 0,02 до 0,37 мкг/г с.м., в среднем составило 0,13 мкг/г с.м.; в горизонте 5-10 см минимальное содержание 0,02, максимальное – 0,8, среднее 0,25 мкг/г с.м. Градиент концентрации ртути в среднем составил 0,01 мкг/см.

Анализ динамики валового содержания ртути в донных отложениях и придонном горизонте воды выявил общие тенденции изменения концентраций в разрезе ст. Усть-Пинега - Порт Экономия, что говорит об отмечавшейся ранее (Федоров, 2005) возможности поступления ртути в воду из донных отложений. В разрезе по протоке Кузнечиха, однако, подобной закономерности не выявлено, что косвенно свидетельствует о превалировании на данном участке поступления ртути со стоком. Необходимо отметить, что данный участок является зоной влияния Соломбалского ЦБК. На расположенной в зоне смешения речных и морских вод ст. о. Мудьюгский зависимости между содержанием ртути в донных отложениях и придонном горизонте воды не обнаружено, что говорит о неоднозначном поведении металла в данных условиях.

Распределение содержаний ртути по частоте встречаемости в общем массиве данных (рис. 1) показало, что в 76 % случаев концентрации металла не превышали 0,2 мкг/г с.м. Повышенные концентрации этого металла (> 0,5 мкг/г с.м.) встречались в единичных пробах. На данный момент нормативов ПДК ртути в донных отложениях в России не разработано.

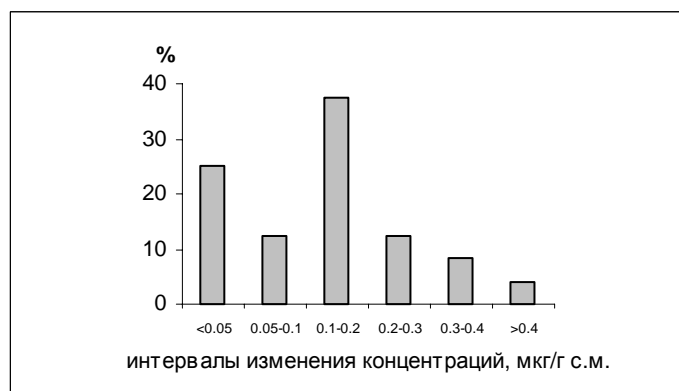


Рис.1. Частота встречаемости различных концентраций ртути в донных отложениях устьевой области р. Северная Двина, общий массив данных, 2004 г.

Рекомендуемый по оценкам бразильских экспертов безопасный уровень содержания ртути составляет 0,1 мкг/г с.м. (Лапердина, 2000). В устьевой области Северной Двины этот уровень превышен в 62 % определений. Таким образом, можно сделать вывод о недостаточно благоприятной обстановке относительно ртутного загрязнения, сложившейся в регионе.

В исследованных донных отложениях Карелии значения отличаются на порядок и колеблются в пределах 0,02-0,11 мкг/г с.м.

Таким образом, проведенные исследования позволили определить концентрации ртути в природных водах Северных районов Европейской территории России.

Наиболее загрязненным из исследованных районов является устьевая область р. Северная Двина. Источниками ртутного загрязнения могут быть хлорные заводы многочисленных целлюлозно-бумажных комбинатов. Превышение содержания ртути в 5-10 см горизонте донных отложений свидетельствует о процессах длительного накопления металла и возможности его десорбции из верхних слоёв отложений в придонный горизонт воды.

В отличие от водных объектов Карелии и Печоры, где концентрации ртути относительно невысоки, в устьевой области р. Северная Двина содержание металла находилось на уровне, сравнимом с р. Дон и Таганрогским заливом. Однако в южных районах несколько повышенные значения обусловлены, помимо хозяйственной деятельности человека, прохождением здесь ртутного пояса Земли (Федоров, 2002), для устьевой части р. Северная Двина определяющим, скорее всего, является антропогенное воздействие, а именно влияние сточных вод ЦБК.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта НШ - 4717.2006.5.

ЛИТЕРАТУРА

- Бреховских В.Ф., Волкова З.В., Колесниченко Н.Н. Проблемы качества поверхностных вод в бассейне Северной Двины. М.: «Наука», 2003, 234 с.
- Лапердина Т.Г. Определение ртути в природных водах. Новосибирск: «Наука», 2000, 222 с.
- Федоров Ю.А. и др. Ртуть в зоне смешения «река – эстуарий – море» ЕТР. VI Всероссийский гидрологический съезд. Тезисы докладов. Секция 4. Экологическое состояние водных объектов. Качество вод и научные основы их охраны. Санкт-Петербург: Гидрометеоздат, 2004, С.119-121
- Федоров Ю.А. и др. Распределение и уровни концентрации ртути в атмосфере и водоемах Азовского моря. В кн.: Экосистемные исследования Азовского моря и побережья. Т.IV, 2002. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2002, С.150-166
- Федоров Ю.А., Овсепян А.Э. О взаимосвязи концентраций ртути с физико-химическими параметрами воды (на примере р. Северной Двины и Двинской губы Белого моря). XVI Международная школа морской геологии. Тезисы докладов. Том II. Геология морей и океанов. М.: Геос, 2005, С. 253-254

ЭКОЛОГИЧЕСКИ ОПАСНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И МИНЕРАЛЫ В СЫРЬЕ, ПРОДУКТАХ И ОТХОДАХ ОАО «КАРЕЛЬСКИЙ ОКАТЫШ» И УРОВНИ НАКОПЛЕНИЯ ЗАГРЯЗНЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ В ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЕ

Я.Г. Пантелеева

СПбГИ им. Г.В.Плеханова, Санкт-Петербург, yana_panteleeva@mail.ru

Костомукшское месторождение - крупнейшее по запасам железистых кварцитов на северо-западе России. ОАО «Карельский окатыш» - горнорудное предприятие, добывающее железную руду и перерабатывающее ее в железорудные окатыши.

Эксплуатация железорудного месторождения, в силу минералогического и физико-химического состава руд и вмещающих пород, относится в определенной степени к «щадящей» по отношению к природным экосистемам, так как атмосферный перенос загрязнений носит локальный характер и определяется не столько токсичностью сырья и продуктов производства, сколько интенсивностью ведения взрывных работ, видом карьерного транспорта, работой котелен, которые используют уголь и мазут. Тем не менее, разработка в значительной мере влияет на изменение окружающего ландшафта и качество поверхностных и подземных вод (Калабин и др., 2002). В результате предшествующих работ было установлено воздействие предприятия на окружающую среду, которое отмечается на расстояниях до 20-25 км от главных источников загрязнения (Государственный доклад..., 1999). Это делает актуальной задачу более тщательного эколого-геохимического обследования территории путем проведения съемок и картографирования, а также изучения экологически опасных элементов и минералов в исходном сырье, продуктах и отходах производства ОАО «Карельский окатыш».

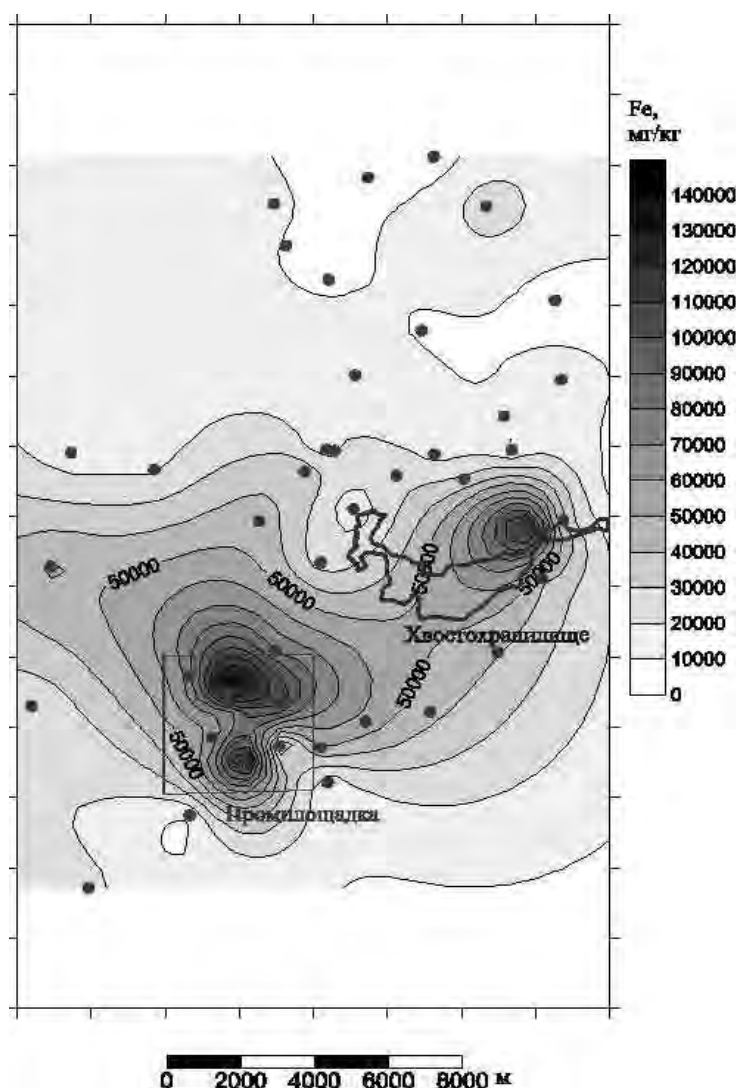
Автором выполнен анализ результатов экологического мониторинга, проводившегося подразделениями ОАО «Карельский окатыш», который показал, что главными элементами, загрязняющими почвы Костомукшского района, являются Fe (Рисунок), Zn, Ni и Mn. Уровень загрязнения, согласно критериям оценки загрязнения почв тяжелыми металлами (Гуляева, 2002), оценивается как средний. Наиболее загрязненные области почв тяжелыми металлами расположены приблизительно в радиусе до 5 км вокруг промплощадки и до 2 км вокруг карьеров и отстойника (Пантелеева, 2006).

Летом 2005 года автором работы производились эколого-геохимические съемки с отбором проб почв и растительности на территории, находящейся в зоне влияния предприятия. Выбор точек опробования производился в соответствии с пылевой нагрузкой на территорию и данными ухудшения состояния леса. Кроме того, автором произведено эколого-геохимическое опробование непосредственно в цехах: отобраны пробы сырья – бентонит, известняк, природные типы руд, поступающие на фабрику; продукты производства – концентрат и окатыши; отходы производства - технологические хвосты, пыли цехов и пыли электрофильтров. Была поставлена цель - установить источники загрязнения окружающей среды экологически опасными элементами и оценить их уровни накопления.

На дробильно-обогательную фабрику поступает руда – магнетитовые кварциты, рибекит-магнетитовые кварциты, окварцованные магнетитовые кварциты, биотит магнетитовые кварциты, биотит-грюнерит-магнетитовые кварциты, гриunerит-магнетитовые кварциты, а также вмещающие породы. С каждым типом руд связан определенный набор элементов примесей.

Составляющие шихты изучены под петрографическим и рудным микроскопом. Оценены количественно минеральные составы руд. Наибольшее количество сульфидов (до 0,6%) наблюдается в гриunerит-магнетитовом и биотит-грюнерит-магнетитовом типах руд, а также во вмещающих породах.

Согласно результатам рудоразборки лаборатории обогащения, в 2004-2005 гг. на дробильно-обогательную фабрику преимущественно поступали биотит-магнетитовые и магнетитовые типы руд. В мае 2005 г. отмечен максимум поступления биотит-грюнерит-магнетитовых кварцитов, которые обогащены сульфидами. Следовательно, в этот период можно ожидать наибольшего рассеяния в окружающую среду загрязняющих халькофильных элементов.



Распределение содержаний железа в гумусовом горизонте почвы на изучаемой территории (● – точка отбора проб почвы).

электрофильтров. Их анализ выполнен методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в Центральной лаборатории ВСЕГЕИ.

В результате этого в пылевых накоплениях электрофильтров цеха производства окатышей установлены повышенные концентрации ряда токсичных тяжелых металлов: Mn, Ni, Co, Cr, V, Tl, Ba, Sr и др., а также As и Ag.

Всего в цехе производства окатышей работают 3 обжиговых машины, у каждой из которых 4 электрофильтра. Проведено сравнение содержаний загрязняющих элементов по второму и третьему электрофильтрам с первой машины и обнаружено, что концентрации токсичных элементов значительно выше в пыли третьего электрофильтра, чем второго. Выяснилось, что пыли первой машины содержат самые высокие концентрации загрязняющих элементов.

Результаты этой работы переданы автором в ОАО «Карельский окатыш».

Как уже отмечалось, в настоящее время уровень загрязненности почв Костомукшского района оценивается как средний. Главные загрязнители почв – Fe, Cr, Ni, Pb, Co (Пантелеева, 2006). Изучение загрязнения снегового покрова показало, что содержания металлов: Fe, Cu, Cd и Zn в осадке снега превышают их кларковые значения в горных породах.

Водная система Кенто-Кенти загрязнена калием, сульфатами, нитритным азотом. Отмечаются высокие содержания Fe и повышенные значения pH в отстойнике с дефицитом кислорода в придонных условиях (Пантелеева, 2006).

Следует обратить внимание, что происходит увеличение производственных мощностей комбината, и необходимость продолжения экологического мониторинга подчеркивается тем обстоятельством, что в 10 км к югу от промплощадки располагаются город Костомукша и Костомукшский заповедник.

Автором переобработаны результаты анализов, выполненных Кольской геологической партией ИМГРЭ в 1991 г., на основе чего выявлены экологически опасные минералы. Наибольшие содержания Au, Sb, Ta, Sc, Hf и редких земель наблюдаются в пирите и пирротине, а для магнетита эти элементы нехарактерны. Содержания U во всех минералах не превышает 2 г/т, а Th составляют 1-3 г/т, что ниже кларков земной коры.

Уровни концентраций As неравномерны и варьируют в широких пределах. Наибольшими концентрациями мышьяка, естественно, отличается сульфидная минерализация с арсенопиритом. Содержания Se убывают от 10-60 г/т в пирите и пирротине к более низким значениям в магнетите и ильмените. Повышенные содержания Cr наблюдаются в магнетитах – до 1,33 кг/т, в пиритах и пирротинах его содержания достигают 30-60 г/т, в ильменитах – от менее 20 до 90 г/т. Обнаружено присутствие в пиритах, пирротине и магнетите высокотоксичной ртути (2,2 - 3,44 г/т). Повышенные содержания Nb и Sc в породах вскрыши и пылях цеха производства окатышей связаны с присутствием в рудах ильменита – до 0,3-1,5 кг/т. Акцессорный апатит с содержаниями 0,1-1 кг/т контролирует содержания Р и Sr. При геохимическом опробовании хвостохранилища результаты анализа проб песков свидетельствовали о повышенных уровнях концентрации Ag, Tl, Zr.

Новые данные по концентрациям токсичных элементов получены автором работы в результате опробования, выполненного летом 2005 года в цехе производства окатышей, где были отобраны пробы пылей

Кроме того, в непосредственной близости от Костомукшского месторождения находится Корпангское месторождение, на котором в мае 2006 г. начинаются вскрышные работы, а в 2008 г. планируется начать добычу железных руд. Пробы, отобранные автором летом 2005 г. на участке Корпангского месторождения, которые сейчас анализируются, предоставят основу для дальнейшего мониторинга антропогенной нагрузки на окружающую среду. Они позволят разграничить естественный природный фон до начала разработки Корпангского месторождения и последующую антропогенную нагрузку.

Научный руководитель д.г.-м.н. проф. А.Г. Марченко

ЛИТЕРАТУРА

Государственный доклад о состоянии окружающей природной среды Республики Карелия в 1998 году. – Петрозаводск: Государственный комитет охраны окружающей среды по Республике Карелия, 1999. 263 с.

Гуляева Н.Г. Методические рекомендации по эколого-геохимической оценке территорий при проведении многоцелевого геохимического картирования масштаба 1:1 000 000 и 1:200 000. - М.: ИМГРЭ, 2002. 72 с.

Калабин Г.В., Воробьев А.В., Джаняни А.В., Салазкин М.Г. Исследование техногенного воздействия железорудных карьеров Европейской части России на окружающую среду. // Горный информационно-аналитический бюллетень, 2002, №12. С.8-13.

Пантелеева Я.Г. Оценка состояния окружающей среды Костомукшского района Республики Карелии на основе эколого-геохимических исследований. // Записки Горного института, 2006, Т. 167, часть 1. С. 26-28.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РТУТИ В ПОЧВАХ САНКТ-ПЕТЕРБУРГСКОГО ГОСУДАРСТВЕННОГО УНИВЕРСИТЕТА

Питиримов П.В.

СПбГУ, Санкт-Петербург, p.p@list.ru

Исследования по изучению распределения ртути в почвах проводились на территории СПбГУ. Причиной для начала этих исследований являлись необходимость проверки методики отбора и подготовки представительных проб почв для анализа на ртутном анализаторе РА-915+ и наличие сильного загрязнения ртутью некоторых участков СПбГУ, в частности, здания НИФИ.

Исследование площадного распределения. По заранее составленной адаптированной карте масштаба 1:2000 исследуемая территория разбивалась на участки 20×20м, на каждом из которых методом «конверта» с участка 1×1 м отбиралась одна обобщенная проба (четыре единичных пробы по углам квадрата, одна – в центре, после чего навески объединялись в одну пробу) (*Caem*). Глубина пробоотбора составляла 0,5 – 2 см.

Все отобранные пробы почв высушивались в абсолютно свободном от ртутного загрязнения помещении без нагревания, чтобы исключить адсорбцию и испарение ртути, и просеивались для отбора фракции менее 0,25 мм. Валовое содержание ртути в пробах почвы определялось методом пиролиза без предварительной химической пробоподготовки. Данный метод обладает рядом преимуществ перед широко используемым методом холодного пара: по производительности, стоимости анализа и погрешности измерений, связанной с влиянием матрицы на результаты анализа.

Анализ содержания ртути в пробах проводился с использованием анализатора ртути РА-915+, использующем оригинальную схему зеэмановской атомно-абсорбционной спектроскопии с высокочастотной модуляцией поляризации света, пиролизной приставки РП-91С и специального программного обеспечения. Калибровка прибора выполнялась с помощью набора СДПС-3 с аттестованным значением концентрации 300 мкг/кг. Каждая рядовая проба анализировалась как минимум два раза. В случае сильного различия между значениями концентрации ртути в одной и той же пробе (более 10%) проводились дополнительные измерения.

Уровнем для аномалий при построении карты был выбран уровень ПДК (2100 мкг/кг)

В результате первичной обработки данных была получена карта распределения ртути в почвах СПбГУ. На ней четко прослеживаются три аномалии: на месте свалки у гаража 17мкг/кг (8 ПДК), НИФИ (до 4-5 ПДК), часть газона перед главным зданием, прилегающая к Университетской набережной.

Выявленные аномалии не являются локальными и могут быть с высокой степенью вероятности обнаружены при данной плотности сетки измерений (20×20м). В среднем расстояние от центра аномалии до снижения концентраций до 1 ПДК составляет 25-35 м, что является следствием высокой миграционной активности ртути.

Исследование форм нахождения ртути методом определения термоформ. Дальнейшие исследования заключались в определении форм нахождения ртути в почвах. По этой тематике написано немало статей с разнящимися данными, поэтому за основу были взяты совместные исследования Н.Р. Машьянова и его японских коллег Akito Matsuyama и Hirokatsu Akagi (NIMD, Minamata).

Для получения термоформ ртути необходим постепенный нагрев проб (*Политиков, Caem, Blester, Edinghaus*). Это частично удалось реализовать на экспериментальной версии новой приставки пиролиза с возможностью ступенчатого изменения температур и функцией дожига. Существует вариант постепенного продвижения пробы в

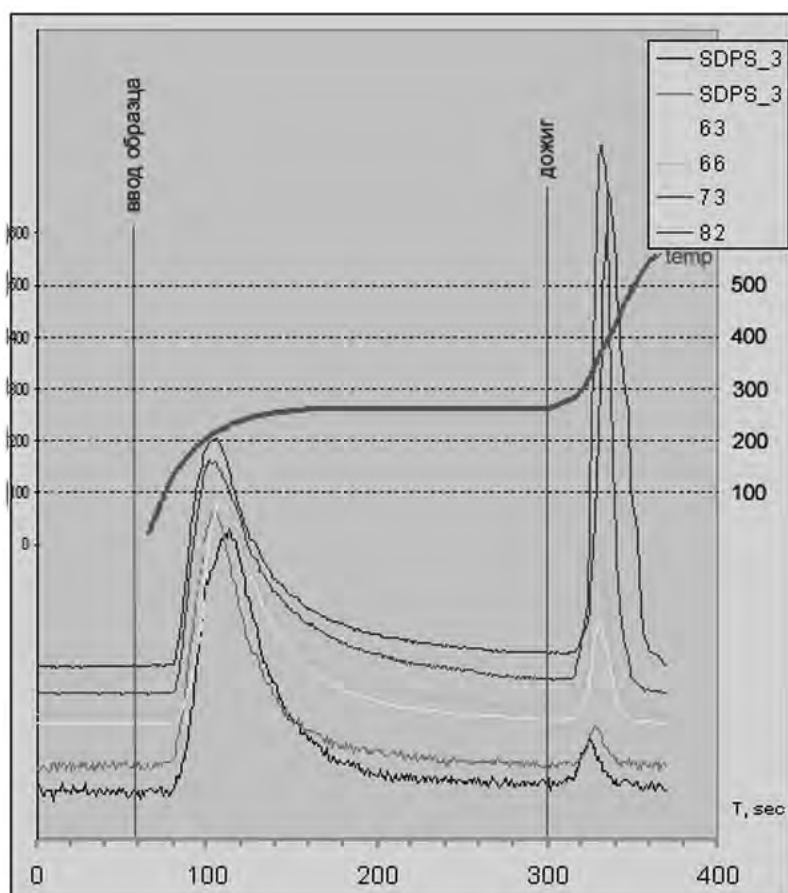


Рис.1. Выход ртути из проб в зависимости от температуры.

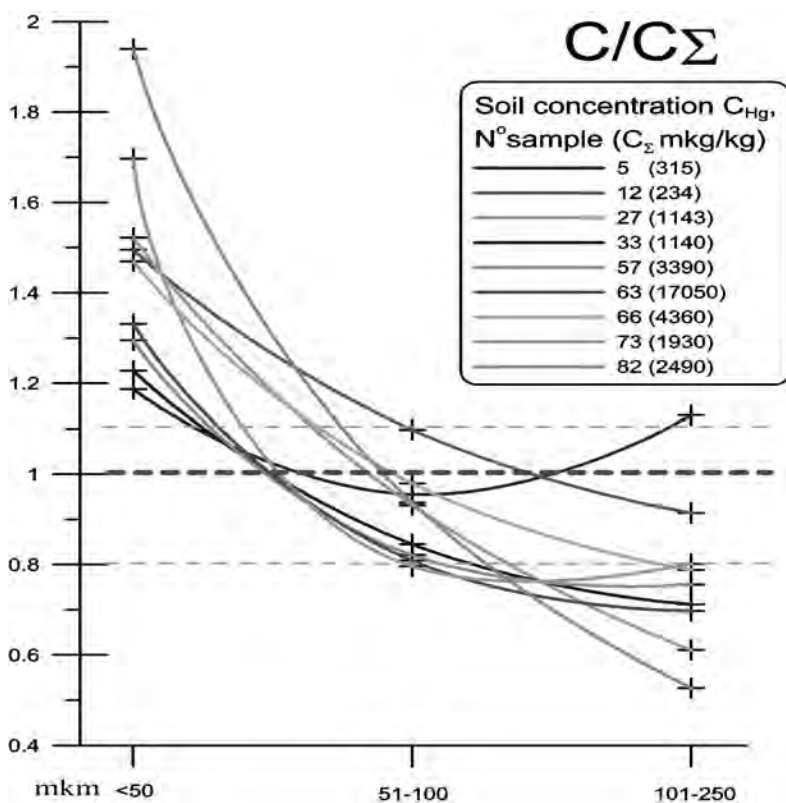


Рис.2. Распределение концентраций ртути по трём фракциям.

испаритель, что также создаёт ступенчатое повышение температур. В виду технических причин, пришлось использовать минимальную ступень нагрева испарителя (около 260°C) и дожиг. Калибровка изменения температур во времени производилась термопарой, погружённой в образец пробы. Подбор временных интервалов производился экспериментально, критерием для перехода на следующую ступень являлся полный выход ртути на предыдущей (в данном случае ступени было только две: начальная и дожиг). Первая ступень соответствовала нагреву от комнатной температуры до 260°C, вторая ступень (дожиг) соответствовало с 260°C до 580-600°C. Временные интервалы были выбраны следующие:

- Простой установки после установления температуры в 260°C (1 мин);
- Ввод образца на 60 сек, выход первой фазы ртути;
- Включение дожига на 300 сек, нагрев до 580-600°C, выход второй фазы ртути;
- Окончание измерений на 360 сек, включение режима продувки и охлаждения установки.

Для эксперимента было отобрано 4 пробы, графики выхода ртути из которых при первичных анализах давали несколько мод (пробы № 63, 66, 73, 82 и для калибровки стандарт СДПС-3 (300 мкг/кг). В результате по каждой пробе была получена термоформа с двумя пиками (Рис. 1.), затем термоформы нормировались по первому пику, считались площади пиков в результате чего было получено распределение фаз ртути. Наблюдается тенденция уменьшения количества первой фазы с уменьшением общих концентраций в пробе. Это объясняется тем, что фоновой является вторая труднолетучая фаза (химически сорбированная, HgSO_4 , HgS , CH_3Hg^+ , органически связанная ртуть), а увеличение концентраций преимущественно происходит за счёт первой фазы (Hg^0 , HgO , HgCl_2 , физически адсорбированная ртуть). Дальнейшие исследования показали, что первая фаза по большей части состоит из атомарной ртути и является доказательством заражения почв металлической ртутью, часть из которой со временем образовала химические со-

единения. Высокие содержания легколетучих соединений ртути в стандарте СДПС-3 объясняются его происхождением (искусственное заражение парами металлической ртути определённой фракции грунта).

Исследование **распределения ртути в зависимости от структуры почв**. Третья часть исследований заключалась изучении распределения соединений ртути по различным фракциям почв. Было просеяно 9 проб различных концентраций (4 участвовавшие в получении термоформ, 4 с попарно сходными и 1 с наименьшими концентрациями). Поскольку пробы были предварительно просеяны через 250 мкм сито, то доступными фракциями оставались <50 мкм, 51-100 мкм и 101-250 мкм. Пробы просеивались на виброустановке в течение 5 минут. После просеивания каждая проба визуально контролировалась на качество результата.

При недостаточном просеивании и ввиду особенностей некоторых грунтов может возникать проблема слипания мелких частиц в более крупные с последующим смещением их в грубую фракцию. Возможность механической подготовки проб (растирание, размачивание) не приветствуется, поскольку может привести к потере легколетучей фракции ртути (особенно адсорбированной и атомарной).

В дальнейшем фракции отдельных проб для получения гранулометрического состава взвешивались и анализировались на ртуть с применением пиролизной приставки. В итоге наблюдается общая тенденция увеличения концентраций ртути с уменьшением размера зёрен (Рис. 2.). Это объясняется увеличением общей площади поверхности и появлением глинистых минералов в мелкой фракции. Фракция 51-100 мкм фактически характеризует концентрации (с разбросом значений в 10-20%) в общих пробах, а, следовательно, рекомендуется для анализа, поскольку практически исключает неравномерность зёрен в навеске.

Из этих исследований следует ряд важных выводов: во-первых это доказывает качество просеивания. В обратном случае получалось бы «седлообразное» распределение, т.е. часть мелкой обогащённой ртутью фракции перешла в более крупную, а средние фракции остались без изменения (наблюдается у пробы N5).

Во-вторых по простой формуле пересчёта концентраций:

$$C = C_{<50} * m_{<50} + C_{51-100} * m_{51-100} + C_{101-250} * m_{101-250}$$

получаем следующее распределение (таб.).

Соотношение рассчитанных и валовых концентраций

N пробы	Доля фракций, %			Концентрации, мкг/кг		
	<50 мкм	51-100 мкм	101-250 мкм	C	C _{av}	C/C _{av}
5	17	35	48	250	230	1,09
12	20	33	47	340	320	1,06
27	19	27	54	990	1140	0,87
33	28	31	41	1030	1140	0,90
57	10	36	53	1720	1930	0,89
63	16	29	55	2160	2490	0,87
66	10	29	62	2800	3390	0,83
73	11	33	55	4060	4370	0,93
82	12	32	55	13800	17000	0,81

Примечание: C_{av} – средняя валовая проба.

Таким образом, средний разброс измерений укладывается в 10%, что для экспресс метода является неплохим результатом. На отклонение влияют многие факторы: в любом случае не исключён эффект слипания частиц, а следовательно переход мелких фракций в грубую; погрешности измерения общих проб (до 10%) ввиду неравномерности первоначального отбора фракций из пакета с пробами в небольшие (20-100 мг) навески (некоторые просеянные пробы могут расслаиваться по размерности зёрен, поэтому перед измерениями пробы в пакете следует тщательно перемешивать).

Выводы.

1. Почвы СПбГУ загрязнены соединениями ртути, особенно это проявляется вблизи здания НИФИ, свалки у гаража и автодороги вдоль набережной.

2. Аномалии чётко фиксируются при данной плотности сетки. Возможна детализация, с целью подробно определения местоположения аномалий и их точной качественной оценки.

3. Установлено, что подготовка проб может проводиться без квартования, поскольку при просеивании происходит необходимое перемешивание.

4. Установлено распределение концентраций в различных фракциях, чем мельче фракция, тем большие концентрации ртути в них фиксируются.

5. Установлено, что концентрации, наиболее близкие к средним, наблюдаются в фракции 51-100 мкм (эту фракцию можно считать наиболее представительной, поскольку она практически исключает неравномерность соотношения зёрен в навесках).

6. Установлены формы нахождения ртути, их соотношение и связь с концентрациями.

Научный руководитель Машьянов Н. Р., д.г.м.н., с.н.с. (НИИЗК, Санкт-Петербург).

ЛИТЕРАТУРА

- Политиков М.И., Жеребцов Ю.Д., Сикорский В.Ю. Технология ргутотметрических поисков рудных месторождений// Москва, Недра, 1992
- Сает Ю.Е. и др. Геохимия окружающей среды// - М.: Недра, 1990
- H. Blester, Martinez-Cortizas A., R. Birkenstock, R. Kilians // Effect of Peat Decomposition and Mass Loss on Historic Mercury Records in Peat Bogs from Patagonia. Environ sci. technol, 2003.
- H. Blester, G. Mttler, H.F. Scholer. // Binding and mobility of mercury in soils contaminated by emissions from chlor-alkali plants. Institute of Environmental Geochemistry, University of Heidelberg INF 236, D-69120 Heidelberg, Germany. Received 15 Janua.y 2001: accepted 12 May 2001
- Edinghaus R., Turner R.R., de Lacerda, Vasiliev O., Salomons W. (Eds.) Mercury Contaminated Sites// Springer-Verlag Berlin Heidelberg New-York 1999.

ЛИТОХИМИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИХ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Пуховава З.Э.

Северо-Кавказский горно-металлургический институт, Владикавказ, giacinty@inbox.ru

Введение. Негативные последствия промышленно-хозяйственной деятельности обуславливают нарушение устойчивости экосистем к внешним неблагоприятным воздействиям; приводят к деградации механизмов самоочищения природной среды, возникновению проблемных ситуаций и формированию экологически проблемных зон - своеобразных "болевых точек" среды обитания. Эколого-геохимическое и санитарно-гигиеническое неблагополучие среды обитания становится причиной необратимых мутагенных процессов в живых организмах, подрывает генофонд и разрушает культурное наследие страны.

Насущная на сегодняшний день проблема устойчивого развития как России в целом, так и отдельных ее регионов предполагает гармоничные и бесконфликтные отношения природы и общества. Она включает многие аспекты, в том числе: рациональное природопользование и экологический мониторинг, управление ресурсами, а также идентификацию источников загрязнения и регулирование уровня воздействия техногенных объектов на окружающую природную среду.

В соответствии с законом развития эколого-геохимических изменений в геохимическом ландшафте изменение концентрации загрязняющих веществ в какой-либо части ландшафта, несомненно, отразится на всех его частях. Однако, учитывая природную консервативность, этот процесс может затянуться на годы (Барбошкина, 2000).

Химическая активность элементов. Токсичность химических элементов (их соединений) зависит не только от концентрации, но и от формы, а часто и от вида их нахождения в биосфере. Так, в почвах большинство химических элементов находится в минеральной форме. При этом, чем труднее минерал растворим, тем менее доступны для организмов составляющие его химические элементы, а, следовательно, меньше их токсичное воздействие даже при высоких концентрациях.

Способность элементов и соединений переходить из одной среды в другую обусловлена их химической активностью. Выделяют три группы элементов разной подвижности.

I. Элементы, которые образуют легко растворимые соединения. Это - калий, кальций, натрий, магний, фтор и др., формирующие биомассу, включая скелетные образования организмов.

II. Элементы, лишь частично переходящие в растворы. К ним относятся никель, цинк, медь, кобальт. Они являются активными регуляторами биохимических процессов, хотя и присутствуют в биомассе в незначительных количествах.

III. Элементы, которые в силу своей инертности в природных условиях практически не переходят в растворы, например, алюминий и титан.

Две первые группы элементов всегда были широко распространены в мире минералов и играли существенную роль в разных стадиях эволюции биосферы. Влияние элементов третьей группы на развитие биоты до наступления антропогена (последний период кайнозоя, продолжающийся около 700 тыс. - 1 млн лет; важнейшее событие периода - появление человека) было несущественным. В эпоху бурного развития техники картина изменилась, они стали активно вовлекаться в миграционные потоки и по трофическим цепям попадать в организм человека в избыточных количествах. Избыток, недостаток и дисбаланс элементов (хотя бы в одном из компонентов литосферы) могут рассматриваться как потенциальные факторы экологического риска развития негативных биологических реакций в человеческой популяции, поскольку речь идет о факторах среды обитания, способных привести к росту заболеваемости людей (Попова, 2004).

Формирование литохимических ореолов. Современная концепция образования рудных месторождений, и в частности колчеданных, рассматривает их формирование как результат многоэтапного процесса дифференциации и концентрирования рудного вещества, реализующего переход металлов от первоначального рассе-

янного состояния в земной коре и мантии к концентрированному - в месторождениях (Попова, 2004). На этом базовом положении основан системный анализ площади поисков, который позволяет последовательно выделять все меньшие площади с возрастающей степенью дифференцированности рудного вещества: рудные районы - рудные поля - месторождения. Основным принципом прогнозно-поисковых работ становится выделение и анализ многоуровневых аномальных геохимических полей (АГП). Надежность результатов определяется комплексом информативных геохимических критериев, которые разработаны в результате изучения и обобщения опыта изучения многих десятков месторождений различных рудно-формационных типов. Оценка АГП производится на каждом уровне по их размерам, морфологии, составу, структуре, интенсивности проявления, степени дифференцированности и коррелированности элементов-индикаторов. Основу такой методики составляет принцип многоуровневого концентрирования низкокларковых элементов. Известно, что ресурсы и степень концентрации в земной коре для каждого элемента связаны тесной корреляционной зависимостью с кларком и могут быть рассчитаны по уравнению регрессии. Для высокочларковых элементов (кларк концентрации более 1%), собственные минералы которых играют породообразующую роль, максимальное накопление в месторождениях достигает 10-20 кларков при больших объемах и осуществляется за один этап. Низкокларковые элементы, напротив, способны создавать очень высокие концентрации (свыше сотен кларков) на небольших участках, но зато очень длительным многоэтапным путём, при огромных затратах энергии. Реализация этого принципа осуществляется в разнообразных генетических условиях, но всегда путем многоэтапной дифференциации и концентрации. Только на площадях, где наиболее полно прошли процессы дифференциации и сепарации рудного вещества, формируются промышленные эндогенные месторождения низкокларковых рудных элементов (Пушаева, 2004).

Это интенсивное проявление эндогенных процессов, сопровождающихся поступлением в земную кору дополнительной рудообразующей энергии. Она необходима для перехода рудных элементов от рассеянного состояния к концентрированному. За счет дополнительной энергии происходит мобилизация рудных элементов из породообразующих и акцессорных минералов, содержащихся в геохимически специализированных породах, появляются их собственные минералы. Масштабы и степень концентрации зависят от длительности и интенсивности энергетического воздействия, связанных с эволюцией крупных блоков земной коры. В случае поступления достаточного количества энергии и сохранности в течение всего времени благоприятной среды для образования минералов одной группы (литофильных), происходит формирование всех локальных уровней рудогенной системы. Рассматривая рудогенную систему при прогнозе оруденения от уровня строения редкометальной субпровинции до отдельных месторождений, оценку ее перспективности в практике поисковых работ принято выражать соответственно фоновыми, ореольными и промышленными концентрациями. Такая концентрационная зональность связана с неодинаковой скоростью накопления элементов низкокларковых рудных элементов. Последние присутствуют во всех аномальных геохимических полях, находясь в разной форме и уровнях содержаний. Повышение содержаний рудных элементов связывается с двумя видами рудоконцентрации, обусловленных действием различных факторов рудоносности. Пассивная рудоконцентрация проявляется на всех уровнях рудогенной системы и связана с мобилизационным фактором. Поступление дополнительной энергии способствует извлечению рудных элементов из породообразующих и акцессорных минералов на больших площадях и переотложению их в виде собственных минералов в локальных структурах. Активная рудоконцентрация проявляется в основном на конечных этапах концентрации и связана с отложением рудного вещества на различных геохимических барьерах. К их числу относятся различные сорбционные и электрохимические явления, скачки кислотно-щелочных и термодинамических условий среды (Попова, 2004). Главным критерием ее продуктивности становится поступление достаточного количества энергии для достижения промышленных уровней концентрации рудных месторождений.

Литогеохимические ореолы (аномалии) характеризуются повышенным или пониженным содержанием ряда элементов в приповерхностной части почв и пород, в донных осадках. Вследствие этого в зонах их развития идет интенсивная миграция элементов по цепочке "породы — почвы — атмосферная геохимическая компонента — растительные сообщества — животные — человек". Как правило, в таких зонах наблюдаются повышенная заболеваемость населения и снижение продолжительности жизни, так что данные аномалии представляют собой места дискомфорта проживания людей. Специфическая черта техногенных литогеохимических аномалий — высокая скорость изменения качества окружающей среды, что не дает возможности организмам приспособиться к изменяющимся условиям обитания (Попова, 2004).

Часто элементы-токсиканты колчеданных руд, образующие такие ореолы, остаются в минералах, которые идут на дальнейшую переработку, в том числе металлургическую. Окисление сульфидов в отвале горнопромышленных отходов, сопровождающееся образованием водорастворимых солей цветных металлов, существенно увеличивает их экологическую опасность. В то же время в связи с окислением сульфидов принципиально изменяются технологические свойства горнопромышленных отходов, которые в ряде случаев можно рассматривать как техногенные месторождения. Окисление сульфидов происходит и при добыче и складировании руд. В лежалых рудах содержание сульфатов в несколько раз выше, чем в рудах, находящихся в массиве. Высокая экологическая опасность отходов свинцово-цинковых руд связана с содержащимися в них

сульфидами железа, свинца, цинка и кадмия, их низкой химической устойчивостью и значительными концентрациями элементов-токсикантов (Пуховава З.Э., Хетагуров Г.В., 2004).

Закключение. Выработка необходимых критериев оценки загрязненной природы является актуальной задачей, причем эти критерии должны быть региональными. Каждый из процессов горной технологии в той или иной степени является причиной и источником техногенной нагрузки, время, периодичность, степень и зона воздействия которой изменяются в широких пределах.

ЛИТЕРАТУРА

Барабошкина Т.А., Ахтямова Г.Г. Литосфера как фактор экологического риска // Энергия. 2000.

Попова Ю.С. Предельно допустимые концентрации элементов с точки зрения экологической геохимии // Сборник трудов магистрантов ДНТУ. 2004

Пуховава З.Э., Хетагуров Г.В. Особенности вещественного состава свинцово-цинковых руд и их влияние на экологическое равновесие на примере месторождений Буронского рудного поля // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2004. №1.

Пуховава З.Э. Роль коэффициента экологической опасности рудного месторождения при выявлении негативного воздействия руд на экосистемы района // Труды молодых ученых. 2004. № 3.

СОДЕРЖАНИЕ

ГЕОЛОГИЯ И РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

<i>Андреев А.В.</i> Геологическое строение, условия локализации и закономерности формирования золотых руд месторождения Новогоднее-Монто (Полярный Урал)	7
<i>Антипов А.А., Гайнанов А.Г.</i> Особенности субдукции при встречном взаимодействии Индо-Австралийской и Евразийской литосферных плит.....	9
<i>Архиреева А.С., Рундквист Т.В.</i> Восточно-Панский массив: геологическое строение, кумулюсная стратиграфия, петрохимия (новые данные).....	12
<i>Березин А.В.</i> Базитовые комплексы Подужемской зоны разломов и их рудная специализация (Карелия, Западное Беломорье).....	13
<i>Вахрушев А. М.</i> Компьютерное моделирование плотностной дифференциации рудоносных расплавных сред	16
<i>Вельчева М.И.</i> Современное состояние и разработка пегматитового месторождения Линнаваара (Северное Приладожье, Карелия)	19
<i>Вовшин Ю.Е., Петров С.Ю.</i> Рудопроявления благородных металлов в метавулканитах раннего протерозоя и конгломератах Венда участка «Шапочка» (центральная часть структурной зоны ветреный пояс, восточная Карелия)	20
<i>Габов Д.А., Субботин В.В.</i> Платинометальная минерализация Оливинового горизонта Западно-Панского массива.....	21
<i>Донскова Н.В.</i> Геология и золоторудная минерализация рудопроявления Янисйоки (Северное Приладожье).....	24
<i>Елисейев Р.А.</i> Прогрессивная деформация в палеопротерозойских породах Кольского региона.....	25
<i>Козловский В.М.</i> Природа полосчатых текстур в мигматизированных амфиболитах Хетоламбинской толщи Беломорского комплекса	29
<i>Кораблева О.В.</i> Минеральный и вещественный состав гидротермальных сульфидных руд поля Брокен Спур (Срединно-Атлантический хребет, 29010' с.ш.)	31
<i>Кузнецова Н.С.</i> Реконструкция первичного состава пород харбейского комплекса (Полярный Урал).....	35
<i>Мокрушин А.В., Смолькин В.Ф.</i> Зональность Дунитового блока и рудной залежи Сопчеозерского хромитового месторождения (Мончеплутон).....	38
<i>Мудрук С.В.</i> Главные этапы деформации серговской толщи палеопротерозоя юго-востока Кольского региона.....	41
<i>Полещук А.В.</i> О некоторых закономерностях в распределении карбонатных пород среди лидитов шунгит-доломит-лидитового комплекса в старом карьере п. Шуньга	45
<i>Полякова Т.Н.</i> Соотношение ступеней метаморфизма в метапелитах и силикатно-карбонатных породах в условиях зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций.....	47
<i>Рудакова А.В.</i> Строение, химизм и условия формирования березовского вулканического комплекса юго-восточной части Магнитогорской мегазоны (Южный Урал)	50
<i>Савичева О.А.</i> Геохимические признаки рудной минерализации Климовской площади (Северная Карелия).....	52
<i>Сизова Е.В., Ларионова Ю.О.</i> Генетическая и возрастная характеристика золоторудной минерализации месторождения Педролампи, Центральная Карелия.....	54
<i>Турбина Н.Г., Козлова Н.Е., Нерович Л.И.</i> Сравнительная петрографическая характеристика гранитоидов Мурманского домена	57
<i>Фурина М.А.</i> Геологическое строение и состав гранитоидного массива Чека.....	60
<i>Шанина В.В.</i> Андезитобазальты цеолитовой фации низкоградного метаморфизма (на примере эффузивов Болгарии)	62
<i>Юрченко Ю.Ю.</i> Геологическая позиция и строение базит-гипербазитового Кябского массива (Беломорский подвижный пояс).....	65

МИНЕРАЛОГИЯ И КРИСТАЛЛОГРАФИЯ

<i>Баженова Е. А.</i> Типохимизм флюоритов Шерловогорского района (В. Забайкалье)	71
<i>Белюсова И.В., Пестриков А.А.</i> Перспективы территории Северного Приладожья на выявление коренных источников алмазов.....	72
<i>Бородулин Г.П., Чевычелов В.Ю., Зарайский Г.П.</i> Растворимость Ta и Nb в магматических расплавах по экспериментальным данным	73
<i>Васильева В.А.</i> Особенности кристаллизации и химического состава титансодержащих гранатов андрадитового ряда в щелочно-ультраосновных комплексах.....	76
<i>Гадоев М.Л.</i> Особенности баритовой минерализации участка Северная жила месторождения Баритовая горка	77

Голубев Е.А., Ковалева О.В. Визуализация надмолекулярного строения балтийского янтаря методом атомно-силовой микроскопии	79
Гончаров А.Г., Салтыкова А.К. Валентное состояние железа в минералах перидотитовых ксенолитов верхней мантии в кайнозойских щелочных базальтах Байкало-Монгольской области (данные ядерно-гамма-резонансной спектроскопии)	81
Денисова Ю. В. Особенности цирконов Николайшорского гранитоидного массива Приполярного Урала	84
Дубовикова З.Л., Арефьева А.Ю., Полеховский Ю.С. Новые данные о минеральном составе Кимозерских кимберлитов (Карелия)	85
Кателя О.В. Акцессорные минералы среднедевонских алмазоносных отложений южного и среднего Тиммана... 87	
Кисеева Е.С. Особенности состава и строения цирконов из питерлитов Салминского гранитного плутона (Северное Приладожье)	89
Коньшиев А.А., Аксюк А.М. Экспериментальная растворимость кварца во фторидных растворах при 200°C и 50-150 МПа и расчет содержаний возможных частиц кремнезема	91
Котова Е.Н. Влияние высокотемпературного отжига на содержание алюминиевых парамагнитных центров в кварце	94
Куцова А.В., Петров С.В. Редкометалльная минерализация карбонатитов вулкана Керимаси (Восточно-Африканский рифт, С.Танзания)	96
Лыхин Д. А., Козловский А.М. Результаты изучения расплавных включений в кварце щелочных гранитов Ермаковского месторождения бериллия	99
Макаров М.С., Степеничиков Д.Г., Войтеховский Ю.Л. Использование теоремы Минковского в морфометрии кристаллов на примере гранатов г. Макзапахк	102
Мельник М.Н., Степеничиков Д.Г., Войтеховский Ю.Л. Перечисление комбинаторного многообразия шаровых укладок на сфере методом Монте-Карло	104
Оймахмадов И.С. К вопросу о стадийности формирования кварц-аметистовой минерализации на площади Сельбурского аметистоносного поля (Южный Тянь-Шань)	107
Серебряков Н.С. Генезис высокоглиноземистого сапфирина из корундсодержащих метасоматитов в метабазах чупинской толщи Беломорского подвижного пояса	109
Сеткова Т.В., Шаповалов Ю.Б., Балицкий В.С. Устойчивость и синтез турмалина в сверхкритических водных флюидах	111
Сотникова Т.Д., Степеничиков Д.Г., Войтеховский Ю.Л. Перечисление выпуклых полиэдров без 3- и 4-угольных граней	113
Таратин Н.В., Крючкова Л.Ю., Плоткина Ю.В., Гликин А.Э. Дефектность и неоднородность смешанных кристаллов K(Cl,Br), выращенных из смешанных растворов	116
Фролов К.И., Степеничиков Д.Г., Войтеховский Ю.Л. Визуализация индикатрис 3-го порядка применительно к классификации петрографических структур	119

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ, ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Алфимова Н.А., Матреничев В.А. Особенности строения профилей химического выветривания раннего докембрия Карелии	127
Грошев Н.Ю. Морфология и вещественный состав жил гранитоидов в интрузиве Панских тундр	129
Дейнес Ю. Е. Литохимия максовитов максовской залежи	132
Евсеева К.А., Чистяков А.В. Вулканы раннего палеопротерозоя свиты ветреный пояс и Бураковский расслоенный плутон, как возможный интрузивный аналог (Карелия и Архангельская область)	134
Епифанова Т.А., Казанов О.В., Каринен Т. Источники тел микроабброноритов: результаты Sm-Nd изотопии 137	
Климова Е.В., Алфимова Н.А. Условия континентального выветривания в докембрии. Гипергенные преобразования раннепротерозойских гранитов Лехтинской структуры (С. Карелия)	140
Корпечков Д.И. Эволюция процессов частичного плавления и метасоматоза при мигматизации амфиболитов Нигрозерской структуры, Северная Карелия	143
Куричная У.Н., Петров С.В. Особенности вещественного состава грейзенов и грейзенизированных гранито-гнейсов Винбергского купола (Питкярантский рудный район, Карелия)	146
Лебедева Ю.М. Состав минералов и минеральные реакции в ортопироксен – силлиманитовых породах среди гранулитов Порьей губы (Лапландский гранулитовый пояс)	149
Липенков Г.В., Сергеев А. В, Васильева В.А., Кузнецов В. А. Минералого-геохимические особенности перидотит-пироксенит-габброноритового Улитаозерского массива	151
Матвийчук М.В. Геохимия карбонатитов Балтийского и Украинского щитов	155
Михайлов В.И. Геохимическая характеристика даек Вознесенского рудного узла (ВРУ) в Приморье	158

<i>Мышинская И.И., Бубнова Т.П.</i> К минералого-петрографической характеристике гранат-слюдистых сланцев и амфиболитов проявления Высота (северная Карелия)	159
<i>Нестеренко И.С.</i> Геология, петрография, геохимия пород второй вулканогенной толщи печенгской структуры.....	161
<i>Ниткина Е.А., Жавков В.А., Апанасевич Е.А., Баянова Т.Б.</i> Возраст рудной минерализации в породах платинометального Федорово-Панского массива по данным U-Pb датирования циркона	165
<i>Пестриков А.А.</i> Верхнемантийные ксенолиты из кимберлитов Якутской кимберлитовой провинции и из щелочных базальтов Прибайкалья: петрография, геохимия, процессы плавления	169
<i>Плотинская О.Ю., Коваленкер В.А.</i> Коллоидные системы как концентраторы золота в эпипетермальных условиях	172
<i>Рожкова В.С., Рожкова Н.Н.</i> Сравнительное исследование физико-химических свойств шунгита, наноалмаза и фуллеренсодержащей сажи	175
<i>Серов П.А.</i> Фазы внедрения и длительность формирования расслоенного платиноносного Федорово-Панского интрузива: возрастные и изотопно-геохимические Sm-Nd данные	178
<i>Шаматрина А.М.</i> Минералого-петрографическая характеристика пород контактной зоны Ловозерского массива, Кольский полуостров	181
<i>Францц Н. А., Сибелев О. С.</i> Новое проявление карбонатитов в районе оз. Котозеро (Северная Карелия)	183
<i>Францц Н.А.</i> Петрология пород дайкового комплекса Тикшеозерского карбонатитового массива (Северная Карелия)	185
<i>Хорошкеева М.Н.</i> Геохимические особенности красноцветных отложений района грабена Осло	186

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ ГЕОЛОГИЯ

<i>Буравская М.Н., Братущак Ю.В.</i> Генезис послеледниковых отложений в верхнем течении р. Вычегды по данным гранулометрического и палинологического анализов	190
<i>Васько О. В.</i> Развитие растительности юго- восточного побережья Онежского озера (болото Тикачевское) в позднеледниковье и голоцене	191
<i>Гузев Б.П., Шевченко В.П., Саввичев А.С., Новигатский А.Н., Карпенко А.А.</i> Геохимия аллювия рек Ловозерских тундр и Хибин (Кольский полуостров)	193

ГЕОФИЗИКА И ПЕТРОФИЗИКА

<i>Глазнев В.Н., Жирова А.М., Раевский А.Б.</i> Предварительные результаты комплексной интерпретации данных сейсмометрии и гравиметрии для Центральной части Кольского полуострова.....	199
<i>Зайцев Г. Н.</i> Исследование влияния контролируемого увлажнения и сушки шунгитовых пород на их электропроводящие свойства, по данным модельного эксперимента	203
<i>Матюшкин А.В.</i> Оценка параметров стохастических моделей источников потенциальных полей.....	205
<i>Мошников И.А.</i> Электромагнитный спектральный анализ углеродсодержащих материалов при низких температурах	207
<i>Нилов М.Ю.</i> Геофизические исследования Северной Приграничной площади Ялонварского зеленокаменного пояса (Западная Карелия)	209

ГЕОЭКОЛОГИЯ, МОНИТОРИНГ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

<i>Абу-Хасан Махмуд</i> Энергетический анализ отходов нефтезагрязненного балластного щебня	212
<i>Бенза Е.В.</i> Способы удаления аварийных нефтяных разливов с поверхности почвы	213
<i>Кожеевникова М.В.</i> Мониторинг образования и разработка методов утилизации бурового шлама.....	215
<i>Крутских Н.В.</i> Условия формирования эколого-геологической обстановки бассейна Онежского озера	217
<i>Куликова М.А.</i> Мониторинг почвенного покрова в зоне воздействия ОАО «Бокситогорский глинозем»	219
<i>Макарова Е.И.</i> Экологические аспекты утилизации отходов в строительные материалы	222
<i>Макарова Ю.В.</i> Учет изменчивости ландшафтных условий при обработке поисково-геохимических данных	224
<i>Мальшикин М.М.</i> Решение проблем рекультивации шламовых амбаров нефтегазового комплекса Западной Сибири	227
<i>Наумовец М.Ю.</i> Государственный мониторинг подземных вод на территории Санкт-Петербурга	228
<i>Овсепян А.Э., Федоров Ю.А.</i> О некоторых особенностях распределения ртути в донных отложениях устьевой области р. Северная Двина	230
<i>Пантелеева Я.Г.</i> Экологически опасные элементы и минералы в сырье, продуктах и отходах ОАО «Карельский окатыш» и уровни накопления загрязняющих веществ в окружающей среде	233
<i>Питиримов П.В.</i> Распределение ртути в почвах Санкт-Петербургского Государственного Университета	235
<i>Пухаева З.Э.</i> Литохимические ореолы колчеданно-полиметаллических месторождений и их геоэкологическое значение	238

Н а у ч н о е и з д а н и е

**ГЕОЛОГИЯ, ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ И ГЕОЭКОЛОГИЯ
СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ**

*Материалы XVII молодежной конференции,
посвященной памяти К.О.Кратца*

Печатается по решению Ученого совета
Института геологии
Карельского научного центра Российской академии наук

Материалы конференции отпечатаны в авторской редакции

Изд. лиц. № 00041 от 30.08.99 г. Сдано в печать 22.09.06.
Формат 60x84¹/₈. Гарнитура Times
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 30,0. Усл. печ. л. 28,4.
Тираж 200 экз. Изд. № 57. Заказ № 602.

Карельский научный центр РАН
Редакционно-издательский отдел
Петрозаводск, пр. А. Невского, 50