

Российская академия наук
Уральское отделение
Институт минералогии

Министерство науки и образования РФ
Южно-Уральский
государственный университет

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРЕВНИХ
И СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ–2010**

**РУДОНОСНОСТЬ РИФТОВЫХ
И ОСТРОВОДУЖНЫХ СТРУКТУР**
Материалы Шестнадцатой научной молодежной школы

**METALLOGENY OF ANCIENT
AND MODERN OCEANS–2010**

**ORE POTENTIAL OF SPREADING
AND ISLAND ARC STRUCTURES**
Materials of the XVIth Scientific Youth School

Миасс
2010

УДК 553, 549

Металлогения древних и современных океанов–2010. Рудоносность рифтовых и островодужных структур. Научное издание. Миасс: ИМин УрО РАН, 2010. 357 с.

ISBN 978-5-7691-2131-9

В сборник вошли материалы XVI научной молодежной школы «Металлогения древних и современных океанов–2010. Рудоносность рифтовых и островодужных структур» (19–23 апреля 2010 г.). Рассмотрены вопросы, касающиеся месторождений полезных ископаемых в разновозрастных рифтах и островных дугах, а также различные геодинамические, петрологические, минералогические и геохимические аспекты их формирования. Отдельные разделы посвящены вопросам изучения мафит-ультрамафитовых комплексов, месторождениям черных, цветных и благородных металлов в палеоокеанических структурах Урала, Сибири, Кавказа, Алтая, Дальнего Востока, а также некоторых зарубежных стран. В разделе актуальных геолого-минералогических исследований даны сведения о месторождениях и проявлениях нерудного сырья.

Проведение Школы и издание материалов осуществлено при поддержке РФФИ (проект 10-05-06801-моб_г), Президиума УрО РАН, ЮУрГУ и Минобрнауки (проект НК-544П-14).

Илл. 55. Табл. 31.

Ответственные редакторы:

профессор, д.г.-м.н. В. В. Зайков, к.г.-м.н. И. Ю. Мелекесцева

Члены редколлегии: к.г.-м.н. Е. В. Белогуб, к.г.-м.н. Е. В. Зайкова,

профессор, д.г.-м.н. В. В. Масленников, к.г.-м.н. К. А. Новоселов, к.г.-м.н. Н. П. Сафина

УДК 553, 549

Metallogeny of ancient and modern oceans–2010. Ore potential of spreading and island arc structures. Scientific edition. Miass: IMin UB RAS, 2010. 357 p.

ISBN 978-5-7691-2131-9

Abstracts of the XVIth Scientific Youth School «Metallogeny of ancient and modern oceans–2010. Ore potential of spreading and island arc structures» (April, 19–23, 2010) are collected in this issue. Problems of study of mineral deposits in different aged spreading centers and island arcs and also various geodynamic, petrological, mineralogical, and geochemical aspects of their formation are reviewed. Separate chapters are devoted to problems of mafic-ultramafic complexes, ferrous, non-ferrous and precious metal deposits in paleoceanic structures of the Urals, Siberia, Caucasus, Altai, Far East, and some foreign countries. Chapter with current geological and mineralogical researches contains information about non-metallic mineral deposits and manifestations.

Conducting of the School and abstract publishing is supported by the Russian Foundation for Basic Research (project no. 10-05-06801-моб_г), Presidium of UB RAS, South-Urals State University, and Ministry of Education and Science (project НК-544П-14).

Figures 55. Tables 31.

Editor-in-Chiefs:

Professor V. V. Zaykov and Candidate of Sciences I. Yu. Melekestseva

Editorial board:

Professor V. V. Maslennikov, Candidates of Sciences – E. V. Belogub,

K. A. Novosylov, N. P. Safina, and E. V. Zaykova

М $\frac{10(10)}{8П6(03)-1998}$ ПВ-2010

© ИМин УрО РАН, 2010

ПРЕДИСЛОВИЕ

В сборнике опубликованы материалы XVI научной молодежной школы «Металлогения древних и современных океанов–2010», посвященной вопросам рудоносности разновозрастных рифтовых и островодужных структур. Школа проводится ежегодно с 1995 г. Институтом минералогии Уральского отделения Российской академии наук (ИМин УрО РАН) и Южно-Уральским государственным университетом (ЮУрГУ, филиал в г. Миассе).

Цель Школы – знакомство студентов и аспирантов с современными принципами металлогенического анализа структур океанического происхождения, которые основаны на достижениях морской и континентальной геологии и геологоразведочного дела, а также учитывают новейшие концепции тектоники и являются базовыми для методов геодинамических реконструкций.

Школа предназначена для координации и повышения эффективности многоуровневой подготовки научных специалистов в области полезных ископаемых, а также формирования творческих связей между молодежью различных ВУЗов и научных организаций геологического профиля России и зарубежных стран. Главной социальной задачей Школы является формирование творческих связей состоявшихся и будущих молодых специалистов, привлечение в науку талантливой молодежи.

За 1995–2009 гг. в Школе участвовало более 800 студентов из 26 российских государственных университетов: Адыгейского, Алтайского, Воронежского, Иркутского, Красноярского цветных металлов и золота, Московского, Московского геологоразведочного, Новосибирского, Оренбургского, Пермского, Петрозаводского, Российского Дружбы Народов, Ростовского, Санкт-Петербургского, Санкт-Петербургского горного, Саратовского, Сыктывкарского, Томского, Томского технического, Тувинского, Тюменского технического, Уральского горного, Челябинского, Южно-Российского технического, Южно-Уральского. На Школе присутствовали также студенты из национальных университетов Украины (Донецкого технического, Киевского, Криворожского, Львовского, Харьковского), Белоруссии (Белорусского), Казахстана (Рудненского индустриального).

В разные годы в Школе участвовали выдающиеся специалисты в области геологии, металлогении и минералогии – академики РАН А. П. Лисицын и В. А. Коротев, член-корреспонденты РАН В. Н. Анфилов, В. Н. Пучков, Е. В. Спяров, академики РАЕН Е. К. Мархинин и Ю. А. Богданов. Из иностранных ученых в работе Школы принимали участие профессора С. Скотт (Канада, Университет Торонто), А. Малахов (США, Университет Гонолулу), Р. Китагава (Япония, Университет Хиросимы), Ф. Баррига (Португалия, Лиссабонский университет), П. Герциг (Германия, Фрайбергская горная академия), П. Нимис (Университет г. Падуа, Италия), Ж.-Ж. Оржеваль (Бюро геологических исследований, Орлеан, Франция).

Особенностью Школы с 2004 г. является прямая трансляция заседаний в Интернет, что позволяет заочным участникам выступать в режиме *on-line*, получать ответы на вопросы и участвовать в дискуссиях.

Труды Школы издаются ежегодно под общим названием «Металлогения древних и современных океанов» (продолжающееся издание). Данный выпуск трудов Школы содержит статьи профессоров, студентов и аспирантов по рудоносности рифтовых и островодужных структур Атлантического, Тетис, Палеоуральского и Палеоазиатского океанов. Тематика работ разнообразна – от глобальных проблем тектони-

ки, магма- и рудообразования до тонких минералогических исследований с использованием самых современных методик и аппаратуры. В разделе «Краткие сообщения» опубликованы краткие сообщения по различным тематикам.

В программу Школы входят экскурсии на месторождения Урала: золото-сульфидное (Буйдинское), марганцевое (Кожаевское), яшмовое (Старомуйнаковское). Неизменным объектом экскурсии является Естественно-научный музей Ильменского заповедника, в котором представлена обширная коллекция минералов из рудных месторождений мира.

Финансовая поддержка Школе в 2010 году оказана Российским фондом фундаментальных исследований (проект № 10-05-06801-моб_г), Президиумом УрО РАН и Южно-Уральским государственным университетом.

**Оргкомитет XIV научной молодежной школы
«Металлогения древних и современных океанов–2010»**

Зайков В. В., д.г.-м.н., профессор, ИМин УрО РАН, ЮУрГУ – *председатель*
Анфилогов В. Н., член-корреспондент РАН, ИМин УрО РАН, ЮУрГУ
Аюпова Н. Р., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН
Баррига Ф., профессор, Лиссабонский университет (Португалия)
Белозуб Е. В., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН – *зам. председателя*
Бортников Н. С., академик РАН, ИГЕМ РАН
Брусницын А.И., д.г.-м.н., Санкт-петербургский государственный университет
Войнов И. В., профессор, ЮУрГУ
Герциг П., профессор, ГЕОМАР (Германия)
Жуков И. Г., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН
Зайкова Е. В., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН – *ученый секретарь*
Коротеев В. А., академик РАН, ИГГ УрО РАН, Екатеринбург
Лисицын А. П., академик, ИО РАН, Москва
Масленников В. В., д.г.-м.н., профессор, ИМин УрО РАН – *сопредседатель*
Мелекесцева И. Ю., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН
Пучков В. Н., член-корреспондент РАН, ИГ УНЦ РАН, Уфа
Симонов В. А., д.г.-м.н., ИГМ СО РАН, Новосибирск
Синяковская И. В., к.г.-м.н., ЮУрГУ
Скотт С., профессор, Университет Торонто (Канада)
Теленков О. С., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН
Херрингтон Р., доктор наук, Музей Естественной Истории (Лондон)
Чадченко А. В., к.г.-м.н., Учалинский филиал ОАО «Башкиргеология»

ЧАСТЬ 1. ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАГЕНИИ

В. Н. Анфилогов

*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
anfilogov@mineralogy.ru*

Возможный состав первичной земной коры, сформированной в процессе гетерогенной аккумуляции Земли

На завершающем этапе гетерогенной аккумуляции Земли в ее внешней оболочке сформировалась двухслойная структура, в которой нижний слой был представлен расплавом, состоящим из дифференцированного материала обыкновенных хондритов, а верхний – сложен твердым материалом углистых хондритов. Наиболее интенсивная и радикальная дифференциация вещества мантии происходит на конечном этапе аккумуляции, когда слой мантийного расплава начинает остывать и кристаллизоваться. С этого момента система становится практически закрытой. Когда мощность слоя расплава станет менее 400 км, ликвидусной фазой в основании слоя становится оливин. Кристаллизация оливина приведет к возрастанию в остаточном расплаве содержания Al_2O_3 . Расплав, обогащенный глиноземом, имеет низкую плотность и будет подниматься в верхнюю часть магматического слоя. Одновременно в расплаве будет возрастать содержание FeO и на завершающей стадии кристаллизации слоя расплава в его верхней части образуется расплав, имеющий состав ферроанортозита. При охлаждении этого расплава начнет кристаллизоваться плагиоклаз. В результате кристаллизации плагиоклаза у поверхности слоя расплава образуется магматическая «каша», состоящая из кристаллов плагиоклаза и остаточного расплава, и возникнут условия, благоприятные для формирования ферроанортозитов, аналогичных анортозитам, слагающим наиболее древнюю кору Луны.

Магматическая смесь ферроанортозитового состава в виде диапиров была выдвинута на поверхность. Вместе с ней в результате прогрева расплавом верхнего слоя Земли, сложенного углистыми хондритами, выделилась основная масса воды и углекислоты, содержащихся в составе углистых хондритов, и произошло мгновенное в геологическом масштабе времени образование океана и атмосферы, обогащенной CO_2 . Есть все основания предполагать, что древнейшие кварциты в основании разреза катархей образовались в результате размыва и химического выветривания ферроанортозитов. Это подтверждается отсутствием в них реликтов обломочной структуры, а также перемежаемостью кварцитов с высокоглиноземистыми породами – силлиманитовыми и корундсодержащими гнейсами. Последовательность формирования протокры Земли, основа которой заимствована из работы [Салоп, 1982] выглядит следующим образом:

1. Менее 4400 млн лет. Образование первичной анортозитовой коры.
2. Образование первичного горячего океана существенно хлоридного состава.
3. Глубокое химическое разложение вещества первичной коры. Отложение гетерогенных кремнистых и высокоглиноземистых осадков. Излияния лав основного состава.

4. Интенсивная вулканическая деятельность: подводные излияния лав основного состава.

5. Некоторое ослабление вулканизма. Отложение первых в истории Земли карбонатных осадков и эвапоритов, хемогенных железисто-кремнистых осадков.

6. 4000–3750 млн лет. Денудация древних пород. Локальные отложения карбонатных и железисто-кремнистых осадков. Излияния основных и кислых лав. Появление обломочных осадков.

7. 3750–3500 млн лет. Саамский диастрофизм. Интенсивная складчатость. Раннетектонические интрузии основного и ультраосновного состава. Синтектонические интрузии больших масс гранитоидного состава (гранодиориты, кварцевые диориты). Метаморфизм гранулитовой и амфиболитовой фаций.

Моделью, позволяющей лучше понять особенности формирования архейской коры Земли, являются магматические процессы, которые имели место при формировании лунной коры. Общим для Луны и Земли является образование на завершающем этапе аккумуляции достаточно мощного приповерхностного слоя расплава и слоя анортозитов на поверхности Земли, а главным отличием процесса формирования архейской земной коры от лунной является наличие на Земле океана с прогретой химически агрессивной водой, который образовался одновременно с анортозитовой корой. Лунная кора формировалась только из продуктов дифференциации магматических расплавов, которые поступали на поверхность Луны, а на Земле, одновременно с извержениями расплавов происходило интенсивное химическое выветривание магматических пород и образование из них хемогенных и обломочных осадков. Сравнение особенностей формирования лунной и земной коры позволяет выделить вклад магматических процессов от осадочных и метаморфических и лучше понять специфику формирования архейской коры Земли.

Литература

Салон Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 333 с.

**В. А. Коротеев, В. Н. Огородников, А. Н. Савичев, В. Н. Сазонов,
Ю. А. Поленов, Д. В. Коротеев**
Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
koroteev@igg.uran.ru

Минералы группы силлиманита – перспективная база производства высокоглиноземистых огнеупоров, силумина и алюминия

Глиноземистое сырье (бокситы, корунд, наждак и др.) может быть получено из большого числа минералов и пород (пирофиллит, каолинит, гиббсит, диаспор, силлиманит, андалузит, кианит). В настоящее время практически только гидраты Al из бокситов и алуниит используются в качестве руды для получения алюминия. Алумосиликаты пока употребляются для получения силумина (Si-Al сплав), и одновременно разрабатываются дешевые методы получения из них Al. Силумин имеет низкую плотность (2.4–2.7 г/см³), высокую удельную прочность и хорошие литейные свойства.

ва. Содержание Si в разных его марках колеблется от 4.5–6.0 до 20–22 мас. %. Введение в небольших количествах Mn, Ni, Ti, Cu и Mg меняет физические характеристики сплавов, что позволяет использовать их в различных отраслях промышленности. Другой важной областью применения высокоглиноземистого сырья является производство огнеупорных материалов, искусственных и естественных абразивов, химических и красящих веществ. Производство высокоглиноземистых огнеупоров занимает ведущее место в структуре потребления металлургических производств развитых стран. По составу они подразделяются на муллито-кремнеземистые, муллитовые и муллито-корундовые с огнеупорностью 1750–1850, 1800–1900 и 1850–1950 °С. Их получают из минералов группы силлиманита (МГС).

МГС для нашей страны являются стратегическим видом сырья. Разведанные запасы руд, содержащих МГС в пересчете на конечный продукт – Al, превышают 400 млн т (табл.). Если производить Al по 3.5 млн т в год, как в настоящий момент, то их хватит более, чем на 100 лет. Для сравнения отметим, что суммарные разведанные запасы того же типа руд западных стран составляют около 450 млн т. Из таблицы видно, что основные запасы высокоглиноземистого сырья сконцентрированы на Кольском п-ове, в Карелии и Сибири. На Урале запасы на порядок ниже.

Месторождения высокоглиноземистого сырья принадлежат к нескольким генетическим типам, среди которых принято выделять седиментогенный и метаморфогенно-метасоматический. К седиментогенному типу месторождений глиноземистого сырья относится формация бокситов. Среди метаморфогенно-метасоматических месторождений глиноземистого сырья вычлняются прометаморфические, промышленные концентрации которых возникли при бокситообразовании и латеритном выветривании и ортометаморфические, образовавшиеся непосредственно в процессе регионального метаморфизма и сопровождающего его алюмокремниевое метасоматоза [Огородников, 1975; Основы..., 1984].

Т а б л и ц а

Разведанные запасы и прогнозные ресурсы руд, минералов группы силлиманита (Al₂SiO₅), глинозема и алюминия в России, тыс. т

Район	Руда	Al ₂ SiO ₅	Al ₂ O ₃	Al
Разведанные запасы (категории C ₂ , C ₁ , B, A)				
Кольский п-ов	3400000	1186879	676518	358556
Карелия	116820	25000	14250	7553
Урал	66684	11710	6675	3537
Сибирь	511750	13109	74732	39608
Итого	4095254	1236698	772175	409254
Прогнозные ресурсы (категории P ₂ , P ₃)				
Кольский п-ов	11000000	3840000	2188230	1159762
Урал	109890	30000	17100	9063
Сибирь	8138400	2588517	1475455	781991
Итого	19248290	6458517	3680785	1950816

Прометаморфические месторождения глиноземистого сырья (формация бокситов). Докембрийские месторождения бокситов отличаются высоким содержанием Al_2O_3 в руде преимущественно благодаря большой примеси каолина. При метаморфизме качество руды, по-видимому, ухудшается, т.к. кианит и силлиманит образуются за счет каолинита, кварца и гидратов Al, вследствие чего в метаморфизованной породе содержание Al_2O_3 должно быть ниже, чем в гидрооксидах алюминия первоначального боксита. Метаморфизованные бокситы известны во всех фациях метаморфизма (эпидот-амфиболитовая – месторождение наждака на Урале, амфиболитовая – корундово-кианитовое месторождение Якутии, гранулитовая – корундово-силлиманитовые месторождения Южной Австралии). Метаморфизованная латеритная кора выветривания, приуроченная к основанию верхнепротерозойской патомской серии в Северо-Байкальском и Патомском нагорьях, впервые установленная В. К. Головенком, прослеживается от зоны силлиманита через зоны кианита, ставролита, граната, биотита, хлорита, вплоть до неметаморфизованного состояния [Великославинский и др., 1963; Головенко, 1977]. В зонах слабого метаморфизма в составе глиноземистых формаций широко распространены пиррофиллитовые сланцы, которые могут иметь самостоятельное значение как месторождения пиррофиллита [Основы..., 1984].

Ортометаморфические месторождения глиноземистого сырья. Формация регионально-метаморфических кианитовых и силлиманитовых сланцев, не связанная с корами выветривания, рассматривается в типе ортометаморфических месторождений, т.к. до метаморфических преобразований, выражающихся в кристаллизации кианита и силлиманита, эти сланцы не представляли промышленного интереса ввиду сравнительно низкого содержания Al_2O_3 , который содержится в них не в гидратной форме, а виде алюмосиликатных минералов. Подавляющее большинство месторождений глиноземистого сырья, связанных с глиноземистыми сланцами флишоидного характера, независимо от их возраста залегают в породах, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации. Кейвские кианитовые месторождения по своим масштабам и запасам превосходят месторождения глиноземистого сырья всех других типов. В пределах пород беломорского блока (Карелия) известно только одно относительно крупное месторождение кианитовых сланцев – Хизоварское. В подвижных поясах обрамления Сибирской платформы в разновозрастных структурно-фациальных зонах обычно присутствуют протягивающиеся на значительные расстояния свиты глиноземистых пород. Так, например, для Северо-Байкальского и Патомского нагорий в пределах мамской кристаллической полосы глиноземистая формация представлена кианитовыми (силлиманитовыми) сланцами. Кроме того, глиноземистые кристаллические сланцы с кианитом и силлиманитом присутствуют и в других областях (Украина, Урал, Кокчетавская глыба, Восточный Казахстан и др.) развития докембрийских образований [Бельков, 1963; Великославинский и др., 1963; Кейльман, 1964; Кориковский, 1967; Основы..., 1984 и др.].

Месторождения глиноземистого сырья, сформированные при процессах алюмокремниевом метасоматозе (кислотное выщелачивание). Первые сведения о метасоматическом образовании кианита принадлежат Дж. Стаки, изучавшему кианитовые месторождения Северной Каролины (США). Он описывает замещение кианитом (с кварцем) пегматитов и окружающих их сланцев в приконтактовой зоне гранито-гнейсов. В настоящее время создана стройная теория возникновения $Kv+(K+Sil+And)$ парагенезисов, образующих значительные концентрации глиноземистого сырья в стадию кислотного выщелачивания при постмагматическом мета-

соматозе. Наиболее типичными силлиманит-кварцевыми месторождениями этого типа являются Кяхтинское и Китойское в Восточном Саяне. Метасоматические силлиманитовые кварциты в виде линз залегают в толще силлиманит-биотитовых гнейсов [Кориковский, 1967].

На Урале широко развиты месторождения кианитовых кварцитов, реже силлиманитовых кварцитов, залегающих в шовных зонах, секущих силлиманит(кианит)-содержащих гнейсы Адамовского, Кочкарского, Мурзинско-Адуйского, Уфалейского, Сысертского метаморфических комплексов [Игумнов, Кожевников, 1935; Кейлман, 1974; Огородников, 1975, 1993; Огородников и др., 2004]. На метаморфогенных и метаморфогенно-метасоматических месторождениях обычно наблюдаются кварцевые жилы выполнения, с андалузитом, кианитом или силлиманитом, зачастую в парагенезисе с мусковитом, в зальбандах [Бельков, 1963; Кориковский, 1967; Огородников, 1993; Огородников и др., 2004]. Концентрации высокоглиноземистых минералов в этих зонах представляют лишь минералогический интерес.

Изучение кейвских кианитовых месторождений позволило установить их полиметаморфический генезис, обусловленный длительностью и сложностью геологической истории формирования восточной части Балтийского щита. На современном эрозионном срезе степень метаморфизма пород кольско-беломорского (верхнеархейского) комплекса варьирует от амфиболитовой до гранулитовой фации, фиксируя полиметаморфические преобразования. Термодинамические условия и петрологические особенности раннеархейского метаморфизма определяют его принадлежность к наиболее глубинным фаціальным сериям андалузит-силлиманитового типа, а позднего (карельского) метаморфизма – к условиям кианит-силлиманитового типа [Глебовицкий, 1973].

Продуктивный пласт кианитовых руд со средним содержанием кианита 40–45 % приурочен к южному крылу Кейвского синклиория и протягивается на расстояние около 400 км при мощности от 15 до 80 м. Поражает большое разнообразие промышленных типов кианитовых руд. Протерозойский этап метаморфизма формирует *волокнисто-игольчатые, конкреционные, порфиробластические* кианитовые руды. Наряду с ними наблюдается образование *параморфических* руд за счет первичного андалузита (хиастолита). Важно отметить, что в регрессивную стадию при кислотном выщелачивании образовывались *кварц-кианитовые жилы* [Основы..., 1984].

Отличительной чертой кианитовых *волокнисто-игольчатых руд* является выделение кианита в сланцах в форме тонких волокон или игольчатых призм, которые собраны в веретеновидные, сноповидно- или радиально-лучистые порфиробластические агрегаты. Минеральный состав кианитовых руд данного типа обладает значительным постоянством. Главными минералами руд являются кварц и кианит, реже существенная роль принадлежит также мусковиту. Кианит этого типа руд обладает графито-черной или серой окраской за счет включений углеродистого вещества, с которым ассоциируется рутил. Второстепенными минералами являются ставролит, плагиоклаз, пирротин. Редкие минералы – рутил, ильменит, пирит, халькопирит, магнетит, апатит, циркон [Бельков, 1963].

Конкреционные руды представляют собой породы темно-серого цвета с узловатым сложением вследствие присутствия округлых или эллипсоидальных конкреционных стяжений кианита, заключенных в тонкозернистую слюдисто-кварцевую основную ткань породы. Кианит в крупно-конкреционных рудах выделяется, главным образом, в виде крупных (3–5 см в поперечнике) округлых стяжений, сложенных агрегатом ветвящихся тонких кристаллов, растущих из общего центра. В составе мине-

ралов основной ткани руд, кроме преобладающих кварца и мусковита, а также сульфидов, присутствуют в переменных количествах плагиоклаз, ставролит и другие второстепенные и акцессорные минералы кианитовых сланцев.

Характерной особенностью кианитовых руд *параморфического типа* служат выделения кианита в виде параморфических агрегатов по хиастолиту, в связи с чем в главной своей массе кианит свободен от включений углеродистого вещества и обладает бледно-розовой или белой окраской. Кианитовые параморфические агрегаты отчетливо выделяются на фоне темно-серой или черной основной слюдяно-кварцевой ткани породы. В крупнопараморфических рудах всегда присутствует кианит не только в виде параморфоз, но и в виде конкреционных, реже волокнистых агрегатов. Кианит выделяется в виде сплошных агрегатов пластинчатых кристаллов, сохраняющих форму и некоторые особенности строения (узоры роста и распределения включений углеродистого вещества) псевдоквадратных призм хиастолита, по которому возникли кианитовые параморфозы. В кианите параморфических агрегатов рутил практически отсутствует [Бельков, 1963].

Порфиробластические кианитовые руды отличаются рядом существенных особенностей, связанных с их генезисом. Их распространение ограничено узкими, но протяженными зонами контактов кианитовых сланцев с интрузивными телами метабазитов, локализованными в протяженных надвиговых шовных зонах. В них практически отсутствует углеродистое вещество (выгорание при термальном воздействии магматического тела), благодаря чему кианиты и руды имеют светлый цвет.

Кианит присутствует в пониженном количестве по сравнению с исходными кианитовыми сланцами, за счет которых возникают порфиробластические руды. Его содержание обычно не превышает 25–30 мас. %. В процессе метаморфогенно-метасоматического преобразования исходных кианитовых сланцев кианит, испытывая собирательную перекристаллизацию, образует сложные порфиробластические агрегаты крупных кристаллов, нередко звездчатой формы, или одиночные крупные порфиробласты (идиобласты) и их сростки, размер которых достигает 25 см в длину и 2–3 см в поперечнике. Перекристаллизация кианита осуществляется при процессах окварцевания и мусковитизации, с преобразованием кианитовых сланцев в кианитовые кварциты и кварц-мусковит-кианитовые метасоматиты. В типичных порфиробластических кианитовых кварцитах появляется короткостолбчатый рутил до 1 % черного цвета и размером до 1–2 мм по длинной оси.

Алюмокремниевый метасоматоз, развитый вдоль тектонических надвиговых структур, проявлен в виде окварцевания, с которым связано также новообразование, перекристаллизация кианита в виде сноповидно-лучистых агрегатов волокнистых кристаллов белого цвета, практически без углеродистого вещества. Рост перекристаллизованного кианита осуществляется преимущественно в направлении, нормальном к плоскостям рассланцевания. К трещинам отрыва и скалывания в шовных зонах приурочено образование кварцево-кианитовых и кварцевых жил с кианитовыми оторочками. В зальбандах кварцевых жил образуются почти мономинеральные кианитовые оторочки, мощность которых достигает в некоторых случаях 1–2 м, составляя обычно нескольких десятков сантиметров.

Метаморфические комплексы Урала имеют в своей основе гнейсово-амфиболитовые блоки докембрийского возраста, метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации. В толщах, сложенных первично осадочными породами, развиты парагенезисы андалузит-силлиманитовой или кианит-силлиманитовой серий, но масштабы распространения высокоглиноземистых пород значительно уступают Кольскому

полуострову. Поэтому месторождений силлиманита (кианита) метаморфогенного типа на Урале не зафиксировано. Но широкое развитие шовных зон в обрамлении гнейсовых блоков, сопровождаемых мощными зонами метасоматических преобразований, привело к образованию протяженных зон кварцитов, в том числе, и кианитовых. Месторождения кианита, изученные еще в довоенные годы [Игумнов, Кожевников, 1935] относятся к типу кианитовых кварцитов, среди которых встречаются секущие кварцевые жилы, содержащие в зальбандах силлиманит, андалузит, кианит [Огородников, 1975, 1993; Огородников и др., 2004].

Сравнение уральских кианитов (пробы БР, БС, КУ, КТ, СВЛ) с кианитом свиты Кейв (пробы КЕЙ) методами математической статистики и факторного анализа показало их сходство по минеральным включениям и примесям, химическому составу, содержанию РЭ и РЗЭ (рис.). Установлено, что наиболее загрязненными по минеральным примесям и химическому составу (в частности по содержанию РЗЭ), оказываются наиболее ранние метаморфогенные кианиты волокнисто-игольчатого и конкреционно-лучистого промышленного типа (КЕЙ-5, 11, 12, 20). Менее загрязненным оказывается параморфический тип кианита по хиастолитам (КЕЙ-15, 19) и порфиробластический кианит кианитовых кварцитов и зон перекристаллизации (КЕЙ-1, 8, БР-1, БС-1, 10, КТ-1). Наиболее чистыми оказываются поздние кианиты голубого цвета (КЕЙ-16, КУ-2/7) и андалузит розового цвета (СВЛ-531), образующие оторочки в зальбандах кварцевых жил. Последние имеют очень небольшие масштабы распространения и, соответственно, запасы. В техногенных отложениях Андреево-Юльевской россыпи преобладает достаточно чистый порфиробластический кианит (БС-1), к тому же он в значительной мере уже обогащен.

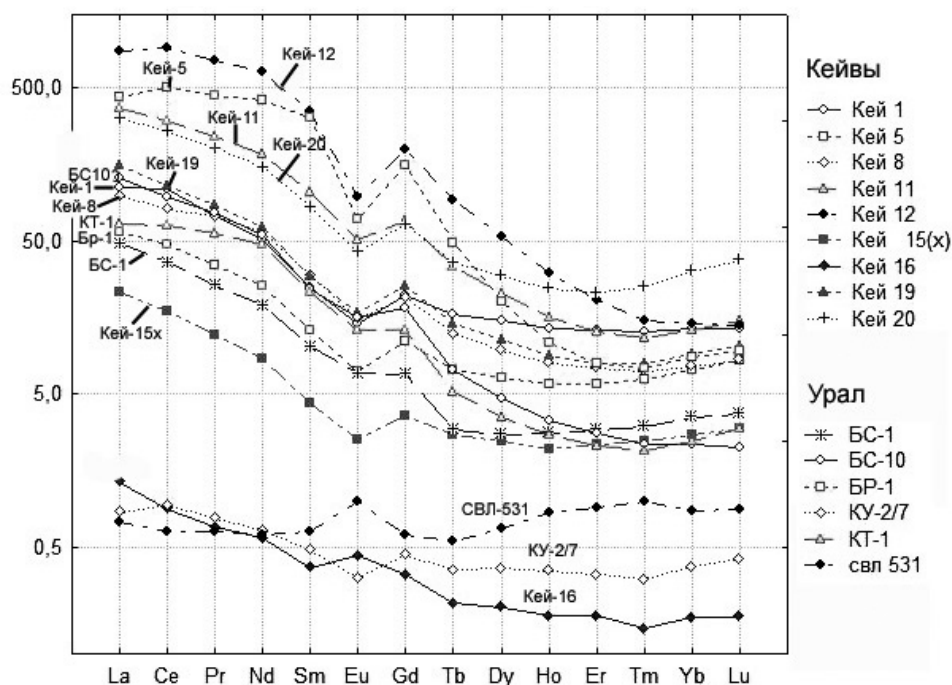


Рис. Распределение редких земель, нормированных по хондриту в кианитах месторождений Кольского полуострова (кейвская свита) и Урала.

Исследования последних лет показали, что организовать крупномасштабное производство концентратов кианита (силлиманита) в короткие сроки невозможно, но с использованием результатов наших работ вполне реально в течение 2–3 лет освоить месторождение с производительностью добычи кианитового концентрата 30–50 тыс. т в год. Наиболее благоприятными в этом отношении являются месторождения кианита Урала. Их преимущества: развитая инфраструктура региона; месторождения (Абрамовское, Карабашское, Борисовское и др.) находятся недалеко от железных дорог; местные потребители (Магнитогорский, Челябинский, Нижнетагильский металлургические комбинаты, Первоуральский, Богдановичский и Сухоложский огнеупорные, Богословский и Уральский алюминиевые заводы); существование обогатительных фабрик (Асбестовская, Кыштымская, Тайгинская и др.), мощности которых незагружены; потребности в кианитовых концентратах в десятки раз превышают ожидаемые производственные возможности; руды имеют предельно простой минералогический состав и на их базе можно создать безотходное производство концентратов с выделением в качестве товарных продуктов кианита, кварца, слюды, рутила и золота. Ресурсы сырья достаточны для крупномасштабного производства концентратов; на базе кианита и кварца в дальнейшем можно организовать обжиговое, огнеупорное, керамическое, силуминовое, алюминиевое, стекольное и другие предприятия.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований № 14 Президиума РАН и Интеграционного проекта «Развитие минерально-сырьевой базы России: освоение новых источников высокоглиноземистого сырья (минералы группы силлиманита и пиррофиллита, каолины, золы и др.)», а также междисциплинарного проекта фундаментальных исследований, выполняемых совместно с организациями СО РАН «Минералы группы силлиманита – новый вид сырья для производств высокоглиноземистых огнеупоров, глинозема, силумина и алюминия».

Литература

- Бельков И. В.* Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 320 с.
- Великославинский Д. А., Казаков А. Н., Соколов Ю. М.* Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. Геология, метаморфизм, пегматиты. Л.: Наука, 1963. 227 с.
- Великославинский Д. А., Петров Б. В.* Стратиграфия и метаморфическая зональность верхнего докембрия области сочленения Северо-Байкальского и Патомского нагорий // Геология и геохронология докембрия. М.: Изд-во АН СССР, 1964. С. 126–132.
- Глебовицкий В. А.* Проблемы эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л.: Наука, 1973. 128 с.
- Головенко В. К.* Высокоглиноземистые формации докембрия. Л.: Наука, 1977. 205 с.
- Игумнов А. Н., Кожевников К. Е.* Уральские месторождения дистена (кианит). Тр. ВИМС, 1935. Вып. 90.
- Кейльман Г. А.* Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
- Кориковский С. П.* Метаморфизм, гранитизация и постмагматические процессы в докембрии Удокано-Становой зоны. М.: Недра, 1967. 298 с.
- Огородников В. Н.* Алюмокремниевые метасоматиты Кочкарского и Адамовского метаморфических комплексов. Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Свердловск, 1975. 31 с.
- Огородников В. Н.* Закономерности размещения и условия образования кварцевожильных хрусталеносных и золоторудных месторождений Урала. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1993. 28 с.
- Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А.* Минерагения шовных зон Урала. Ч. 1. Кочкарский рудный район (Южный Урал). Екатеринбург: УГГГА, 2004. 216 с.
- Основы металлогении метаморфических поясов докембрия. Л.: Наука, 1984. 340 с.

Е. В. Скляр¹, В. С. Федоровский²

¹ – Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск
skl@crust.irk.ru

² – Геологический институт РАН, г. Москва
west45@migmail.ru

Магматический минглинг: характерные признаки и геодинамические обстановки проявления

Процессы минглинга (механического смешения) и миксинга (химического смешения) различных по составу магм широко распространены во многих геодинамических обстановках. Важнейшим признаком минглинга с тектонической точки зрения является то, что происходит механическое смешение мантийных (базитовых) и коровых (кислых) магм, т.е. расплавов, которые выплавлялись на разных уровнях литосферы, однако финальная точка их «жидкого» сосуществования происходила в средних и верхних частях коры или на поверхности.

В текстурно-морфологическом отношении можно выделить три основных варианта проявления процессов минглинга: лавовые потоки, комбинированные дайки и магматические камеры.

Комбинированные дайки имеют разнообразную морфологию: прямолинейную, изогнутую, ветвящуюся, кольцевую. По характеру взаимоотношений разных по составу магм выделяется два основных типа: комбинированные дайки, где центральные части сложены кислыми породами, а краевые – базитами, и дайки с кислыми породами в краевых частях. Первый тип даек образуется при последовательных инъекциях сначала основной, а затем кислой магмы; второй, резко преобладающий тип даек, образуется при одновременном внедрении двух контрастных магм и характеризуется значительно большим разнообразием соотношений базитового и гранитного материала. Здесь обычны подушечные и брекчиевидные текстуры. Нередки дайки с абсолютным преобладанием базитов, которые пронизаны многочисленными прожилками кислого состава (*net-veined complexes*).

В магматических камерах проявления минглинга наиболее разнообразны и определяются многими причинами, важнейшей из которых является степень кристаллизации гранитоидной магмы. Два крайних варианта соответствуют жидкому состоянию гранитоидной магмы с разным количеством кристаллов и твердому закристаллизованному субстрату, иногда с незначительным количеством остаточного расплава.

Пространственно-генетический парагенезис кислых и базитовых магм характерен для надсубдукционных орогенных поясов, внутриконтинентальных и океанических провинций внутриплитного магматизма, а также для коллизионных зон. Рассмотрим проявления процессов магматического минглинга в разных геодинамических обстановках на наиболее изученных примерах.

Процессы минглинга чрезвычайно разнообразно проявлены в пределах зрелых островных дуг и континентальных магматических окраин. Наиболее детально они описаны на западной окраине Северной Америки. Одним из наиболее геологически изученных примеров магматического минглинга является мигматитовый комплекс Чилан, сложенный мигматизированными метатоналитами позднемелового возраста, который, в целом, можно рассматривать в качестве примера «мегаминглинга», со сложными взаимоотношениями в пространстве и времени различных по составу магм.

Явления минглинга для внутриплитных областей наиболее детально описаны в гранитоидных массивах Монголо-Забайкальской щелочно-гранитно-сиенитовой провинции.

Важнейшим показателем внедрения базитовых даек в консолидированные граниты, содержащие < 30 % остаточного расплава, являются вытянутые рои или цепочки меланократовых включений, синплутонические дайки, представленные линейными цепочками шарообразных или каплевидных тел базитов. При этом базиты не несут следов будинажа, а их морфология определяется особенностями кристаллизации. В пользу значительной степени раскристаллизованности гранитоидов на момент внедрения магмы основного состава свидетельствует возможность проявления их хрупкой деформации (возникновение линейных трещин, заполнявшихся магмой основного состава).

Процессы смешения салических и мафических магм выражены чрезвычайно разнообразно и охватывают весь спектр признаков минглинга. Широко проявлены меланократовые включения в монцонитах, сиенитах и гранитах, слагающих массивы, а также рои синплутонических даек и разные по составу комбинированные дайки. Очень важной особенностью минглинга в пределах Монголо-Забайкальской провинции является практически полное отсутствие син-, поздне- и посткристаллизационных деформаций.

В качестве тектонотипа процессов магматического минглинга в коллизионных системах на средне- и нижнекоровом уровне может быть предложена Ольхонская коллизионная система Западного Прибайкалья, представленная сложным комплексом разнообразных магматических и метаморфических пород. Структурно-вещественные парагенезисы были сформированы в раннем палеозое в результате двух этапов коллизии (микроконтинент-островная дуга и микроконтинент-континент). Здесь выявлены магматические минглинг-структуры, представленные комбинированными дайками, которые можно разделить на два типа.

Первый тип представлен в Приольхонье отдельными редкими дайками, сложенными гранитами и метаморфизованными толеитами. По степени преобразования даек можно выстроить полную последовательность от свежих субвулканитов до амфиболитов. Совмещение «свежих» и метаморфизованных долеритов можно наблюдать в одном обнажении в районе купола Овал. Интрузивное тело здесь представляет собой деформированную в процессе сдвиговых деформаций структуру. Диабазы располагаются среди мигматизированных гнейсов и образуют цепочки будинообразных и шарообразных тел, максимальная протяженность которых достигает 10 м, и заключенных в «рубашку» пегматоидных гранитов мощностью от 30 см до 1 м. Важным является то, что (а) долериты полностью лишены следов пластических деформаций как на макро-, так и на микроуровне; (б) долериты пересекаются маломощными жилами гранитов; (в) тела долеритов имеют отчетливо шарообразную форму, везде отделенных от гнейсов гранитами, и скорлуповатую отдельность.

Еще один пример минглинг-структуры расположен вблизи п-ва Крест в проливе Ольхонские Ворота и прослежен на расстояние более километра. Дайка имеет мощность от 2–3 до 10 м в раздувах и хорошо выражена в рельефе. Ее основной объем сложен гранитами, среди которых находятся линзы диабазов. Диабазы не имеют прямого контакта с вмещающими гранито-гнейсами, амфиболитами и мраморами и во всех случаях «бронированы» пегматоидными гранитами, мощность которых составляет 0.5–3 м. В диабазах полностью отсутствуют следы текстурной переработки.

Второй тип комбинированных даек распространен в северной части о. Ольхон в скальном разрезе. Здесь закартировано более 100 даек, главным образом, гранитных, но нередко и комбинированных. В последних граниты слагают узкие зоны в контактовых частях даек и маломощные прожилки неправильной формы в центральных частях даек. Нередко наблюдается подушечная текстура базитов на контакте с гранитами. Объемное соотношение базитов и гранитов в разных телах изменяется от 30:1 до 1:1. Можно построить практически полную последовательность от даек, в которых ни базиты, ни граниты не претерпели пластических деформаций до тел, в которых оба типа магматических пород превращены в метаморфические породы. Важным является синметаморфический характер даек и связь последних со сдвиговым тектогенезом.

Для понимания характера взаимоотношений гранитов и базитов, а конкретнее – причины неполной смесимости (или полной несмесимости) контрастных по составу расплавов, подчеркнем три основных момента:

1. Резкое различие температуры гранитных и базитовых расплавов (650–800 °С против 1100–1300 °С). Из этого следует, что кислый расплав является достаточно резким «охладителем» для горячих, а иногда и перегретых базитовых магм. Важным следствием температурных различий является более поздняя кристаллизация кислого расплава, что и отражается в структурно-текстурных признаках сосуществующих кислых и основных пород.

2. Резкое различие вязкости гранитного флюидонасыщенного и «сухого» базальтового расплава и их реологических характеристик. Именно этим объясняется слабая смесимость расплавов, разнообразные реакционные структуры и подушечная текстура базитов в комбинированных дайках.

3. Резкое различие плотности и, соответственно, плавучести (*buoyancy*) базитового и гранитного расплавов. Частично расплавленная континентальная кора является эффективным барьером на пути продвижения базальтового расплава к поверхности. Базитовый расплав, достигая уровня частично расплавленной коры, начинает «растекаться», образуя после кристаллизации пластообразные тела. Анализ особенностей морфологии и пространственного положения пластообразных мафических тел в гранитоидных плутонах позволил предложить модель многократного внедрения базитовых расплавов в магматическую камеру, в которой важную роль играет плотностная стратификация магматической камеры, обусловленная осаждением кристаллов в нижней части камеры.

Не менее эффективным барьером на пути базитовых магм являются зоны высокотемпературных метаморфических преобразований, определяющих пластическое состояние мощных толщ метаморфических пород. В них при внедрении базитовых магм происходит плавление гнейсового субстрата, смешение кислых и основных магм и подъем магматической смеси на верхний уровень, характеризующийся хрупко-пластическими деформациями (образование линейных трещин, заполняющихся магматической смесью). Дополнительный кондуктивный разогрев толщи может обуславливать смену стиля деформаций и внедрение даек в сдвиговых структурах или их последующее вовлечение в складчатые процессы.

В целом, характер процессов минглинга на глубоких уровнях в надсубдукционных и внутриплитных обстановках весьма сходен. Наиболее выразительно признаки минглинга проявлены в верхних частях коры (7–5 км). Роль ловушек для мантийных магм играют магматические камеры, заполненные коровыми гранитоидными

выплавками. В коллизионных же обстановках взаимодействие коровых и мантийных магм имеет свою специфику и происходит на глубинах 7–20 км. Основные же различия проявлений минглинга в разных геодинамических обстановках заключаются в разной степени син-, поздне- и посткристаллизационных деформаций. В условиях растяжения внутриплитных обстановок деформации, выраженные в гнейсовидности сланических пород и уплощении фрагментов базитов связаны только с процессами растекания в магматической камере или течением магмы по питающим каналам (дайки). В надсубдукционных обстановках достаточно типичны структуры, связанные с позднекристаллизационными деформациями (гнейсовидность, будинаж, структуры разрыва и фрагментации компетентных базитовых тел). В коллизионных обстановках наблюдается весь спектр деформаций от их полного отсутствия до полной метаморфической переработки комбинированных даек.

В. Н. Пучков

Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

Коллизия островной дуги и континента: основные закономерности

Необходимым условием коллизии островной дуги и противлежащей пассивной окраины континента (КД–К, коллизия дуга–континент) является падение зоны субдукции от континента. Сохранение такой геодинамической ситуации приводит к исчезновению океанической коры, разделяющей континент и дугу, и затягиванию утоненного края континента в зону субдукции до момента, когда плавучесть континентальной литосферы превысит движущую силу субдукции, и зона субдукции заклинивается. При этом следует учитывать, что плавучесть кратона ощутимо выше плавучести молодого континента вследствие относительно большей деплетированности мантии древней литосферы [Carlson et al., 2005]. Поэтому наиболее яркие примеры КД–К связаны с кратонами или их фрагментами, отчасти подвергшимися более поздней складчатости. Таковы коллизии: дуга Лусон–Северокитайская платформа (Тайвань), Зондская дуга – Австралия, север Антильской дуги – Флорида, Тирренская дуга – Апулийский блок (Апеннины), Ньюфаундлендская ордовикская дуга – Североамериканский континент, Австралийский кратон – ордовикская дуга Макуори и многие другие. На Урале в позднем девоне–раннем карбоне отчетливо проявилась коллизия Магнитогорской островной дуги и кратона Балтики, бывшего в это время составной частью континента Лавруссия [Brown et al., 2006; Puchkov, 2009].

Теоретический подход к проблеме КД–К включает два аспекта: исторический (временной) и геометрический (структурный), которые тесно переплетаются.

Один из первых вопросов, которые приходится решать: как отличить субдукцию от коллизии; как определить, где один процесс сменяется другим. В современных активных подвижных поясах этот момент можно определить прямыми методами: анализ геоморфологии, сейсмопрофилирование, сейсмотомография, изучение распределения фокусов землетрясений [Abers et al., 1994; Lee et al., 2008] дает возможность сказать, где дуга смыкается с континентом, возникает аккреционная призма, исчезает сейсмофокальная зона, а слэб испытывает отрыв. В древних складчатых областях эти критерии неприменимы. Здесь работают два других критерия: время

смены источника сноса при образовании терригенных пород и время эксгумации HP-LT метаморфитов [Brown et al., 2006; Puchkov, 2009].

В процессе коллизии аккреционный комплекс, возникающий на фронте дуги, прижимается к континентальному склону, жесткая вулканическая часть дуги (висячий бок зоны разломов) действует как бульдозер, срывая батиальные осадки и резко увеличивая аккреционный комплекс [Puchkov, 2009].

Тектоническое наслаивание приводит к росту кордильеры, которая становится источником терригенного материала, который, в свою очередь, начинает поступать как на континент, так и в преддуговой бассейн. На Ньюфаундленде это событие, связываемое с коллизией, датируется ранним ордовиком, на Южном Урале – фаменом.

Коллизия сопровождается эксгумацией эколгит-глаукофансланцевых комплексов на фронте дуги. Далеко не всегда эти комплексы демонстрируют хорошую обнаженность и сохранность: например, на Тайване они присутствуют лишь в виде глыб в осадочном меланже Личи [Beysac et al., 2008]. В тасманидах Австралии голубые сланцы, предположительно отвечающие коллизии кембрийской дуги в раннем ордовике (Деламерский ороген) и ордовикской – на границе ордовика и силура (Лахланский ороген), находятся в тылу области нынешнего расположения островодужных комплексов в пределах более молодого орогена Новой Англии [Glen, 2009]. Напротив, на Урале [Puchkov, 2008] они образуют прерывистый пояс длиной около 2000 км, вероятно, наиболее протяженный из известных поясов, непосредственно в контакте с реликтами соответствующей островной дуги. Здесь данные о времени первого появления грауваккового флиша на континенте совпадают с большей частью изотопных датировок эколгит-глаукофановых комплексов: на Южном Урале это фран-фамен, на Полярном – ранний карбон. При этом, однако, надо отметить, что спектр датировок метаморфических пород в зоне Главного Уральского разлома (ГУР) включает в себя как древние (вплоть до докембрия), так и молодые даты. Дело в том, что даже Ar-Ar датировки, считающиеся временем эксгумации и отвечающие окончательному закрытию системы в фенгитах глаукофановых сланцев, датируют охлаждение при переходе через изотерму 350 °С, что соответствует глубине порядка 10 км.

Дополнительные сведения о появлении высокобарических метаморфитов на поверхность дает минералогическое изучение флиша [Willner et al., 2002, 2004].

Завершение КД–К, сопровождающееся заклиниванием зоны субдукции, выражается в отрыве слэба (образование *slab window*) и резком изменении характера вулканизма над зоной отрыва, который начинает напоминать рифтовый [Puchkov, 2009].

КД–К сопровождается формированием серии надвиговых пластин с вергентностью в сторону континента. Хронология их образования подчиняется строгому порядку вследствие того, что само надвигание происходит в соответствии с теорией деформационного клина, так что в пакете пластин более высокая всегда более древняя по времени формирования (в противоположность закону Стенона). Однако более ранние дислокации, связанные с началом коллизии и эксгумацией высокобарических комплексов, этой закономерности не подчиняются [Пучков, 2010].

Обдукция офиолитов не является самостоятельным процессом, а представляет собой следствие и проявление коллизии. На примере Омана или Южного Урала можно показать, что офиолитовая пластина образуется на ранних стадиях надвигания: за ней (под ней) образуется пластина пелагических осадков, и только затем – надвиги, захватывающие шельф. В процессе надвигания офиолитов возможно образование высокотемпературного подошвенного метаморфизма (Оман, Северные Аппалачи и Ньюфаундленд). Вопрос о времени и месте образования такого метамор-

физма на Урале пока не решен. В частности, интерпретация амфиболитов и гранулитов Хабарнинского массива как подошвенных, связанных с коллизией островной дуги и континента [Пушкарев и др., 2007], противоречива и допускает иную трактовку [Пучков, 2010].

Геометрия КД–К на земной сфере («в плане») до некоторой степени может быть аппроксимирована теоремой Эйлера. Его теорема фиксированной точки утверждает, что любое движение жесткого тела на поверхности сферы может быть представлено как его вращение вокруг соответствующего полюса. Теорема широко используется для описания движения жестких литосферных плит. Однако островная дуга (и связанный с ней литосферный слэб) далеко не всегда ведет себя как жесткое тело. Она относительно легко деформируется и в определенных случаях ороклинально сгибается в плане (например, дуга Эмбон при столкновении с Австралией), и в этих случаях положения эйлеровых полюсов вращения для близких участков дуги не совпадают, непрерывно смещаясь одно относительно другого.

Особый случай представляет собой деформация Карпатской дуги, задугового бассейна которой не был до конца сформирован вследствие коллизии; при этом палеомагнитные исследования прекрасно иллюстрируют ее ороклинный изгиб в плане [Narangi et al., 2006].

Обращает на себя внимание также проблема образования Казахстанского континента. По мнению Дж. Шенгера и др. [1993], Казахстанская складчатая область, как часть Алтаид, образовалась из Кипчакской островной дуги. Определенные коррективы в эту идею вносят палеомагнитные данные [Abrajevitch et al., 2008], по которым девонская островная дуга (или ленточный континент с падающей под него зоной субдукции) испытала в карбоне колоссальную ороклинальную деформацию, приобретя в плане форму подковы. Направление изгиба при этом должно было быть противоположным тому, что было указано в [Şengor et al., 1993].

Редко бывает, чтобы дуга сталкивалась с континентом по всей ее длине. Причина в том, что очертание дуги обычно не бывает комплементарным очертанию континентальной окраины с ее заливами и выступами. Чаще дуга и окраина не параллельны даже в первом приближении. Вследствие этого коллизия обычно бывает косой. Дуга первоначально касается континента только одним своим крылом, а второе остается свободным. При этом возникает треугольное океаническое зияние (ТОЗ), которое в дальнейшем может закрыться. Это произошло с Магнитогорской островной дугой, которая на Южном Урале столкнулась с континентом в позднем девоне, а на Севере – в раннем карбоне [Puchkov, 2009]. Таковы Тайвань (дуга Лузон), Большие Антиллы, Зондская островная дуга (дуга Эмбон, ее крайняя восточная часть).

В некоторых случаях дуга может сталкиваться не с одной, а с двумя и более континентальными массами. Такие случаи можно назвать тектоникой узкого пространства. Ярким примером является тектоника Тирренской дуги, зажатой и согнутой между континентальными массами, и на большом протяжении уже столкнувшейся с ними.

Рассмотрение закономерностей КД–К приводит к еще одному важному теоретическому выводу. Орогении, связанные с коллизией этого типа (как и вообще орогении) [Пучков, 1994], не подвержены строгому глобальному ритму, вопреки предположениям последователей Г. Штилле. Они достаточно продолжительны и в сильнейшей степени обусловлены местными обстоятельствами, такими как очертания континентальной границы, ее собственным движением и вращением, ориентировкой островной дуги и зоны субдукции под ней, и, в целом, геометрией коллизии.

Литература

- Пучков В. Н.* Эпохи и фазы складчатости в контексте плейт-тектоники // Геотектоника, 1994. № 3. С. 90–94.
- Пучков В. Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010, в печати.
- Пушкарев Е. В., Серов П. А., Бирюзова А. П.* Изотопные Sm-Nd-данные о раннедевонском возрасте динамометаморфизма в основании офиолитовых аллохтонов в Сакмарской зоне Южного Урала // ДАН, 2007. Т. 413. № 2. С. 224–228.
- Abers G. A., McCaffrey R.* Active arc–continent collision: earthquakes, gravity anomalies, and fault kinematics in the Huon–Finisterre collision zone, Papua New Guinea // *Tectonics*, 1994. Vol. 13. P. 227–245.
- Abrajevitch A., Van Der Voo R., Bazhenov M. L. et al.* Paleozoic paleomagnetic studies in Kazakhstan // *Tectonophysics*, 2008. Vol. 455. P. 61–76.
- Beysac O., Negro F., Simoes M. et al.* High-pressure metamorphism in Taiwan: from oceanic subduction to arc–continent collision? // *Terra Nova*, 2008. Vol. 20. № 2. P. 118–126.
- Brown D., Spadea P., Puchkov V. et al.* Arc–continent collision in the Southern Urals // *Earth Science Reviews*, 2006. Vol. 79. P. 261–287.
- Carlson R. W., Pearson D. G., James D. E.* Physical, chemical, and chronological characteristics of continental mantle // *Review in Geophysics*, 2005. Vol. 43. P. 1–24.
- Glen D.* Summary of the Macquarie arc // Intern. conf. on island arc–continent collisions. Orange, New South Wales, Australia, 2009. P. 7–15
- Harangi S., Downes H., Seghedi I.* Tertiary-Quaternary subduction processes and related magmatism in the Alpine-Mediterranean region // In: Gee D. G., Stephenson R. A. (Eds.), *European Lithosphere Dynamics*. Geol. Soc. Lond. Memoir, 2006. Vol. 32. P. 167–190.
- Puchkov V. N.* The diachronous (step-wise) arc–continent collision in the Urals // *Tectonophysics*, 2009. Vol. 479. P. 175–184
- Şengör A. M. C., Natal'in B. A., Burtman V. S.* Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*, 1993. Vol. 364. P. 299–307.
- Willner A. P., Ermolaeva T., Gorozhanina Y. N. et al.* Surface signals of an arc–continent collision: the detritus of the Upper Devonian Zilair Formation in the Southern Urals, Russia // In: Brown D., Juhlin C., Puchkov V. (Eds.), *Mountain Building in the Uralides: Pangea to Present*. American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 2002. Vol. 132. P. 183–210.
- Willner A. P., Wartho J. A., Kramm U., Puchkov V. N.* Laser ^{40}Ar – ^{39}Ar ages of single detrital white mica grains related to the exhumation of Neoproterozoic and Late Devonian high pressure rocks in the Southern Urals (Russia) // *Geological Magazine*, 2004. Vol. 141. P. 161–172.
- Lee Y. H., Chen C. C., Kwei T. et al.* Mountain building mechanisms in the Southern Central Range of the Taiwan orogenic belt – from accretionary wedge deformation to arc–continent collision. // Intern. conf. of arc–continent collision IGCP–524. Tainan, Taiwan, 2008. P. 11–12.

С. Е. Знаменский

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
Znamensky_Sergey@mail.ru*

Рудовмещающие сдвиги месторождений золота Южного Урала

Автором в течение ряда лет проводился структурно-тектонифизический анализ золоторудных месторождений Южного Урала, принадлежащих золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой, золото-сульфидной и золото-родингитовой (хлограпи-

товой) формациям [Знаменский, 2009]. По результатам исследований установлено, что сдвиговые парагенезисы играют важнейшую роль в строении месторождений золота южноуральского региона. К числу наиболее распространенных типов рудо-контролирующих структур сдвигового класса, по нашим данным, могут быть отнесены следующие: 1) искривления сдвигов, 2) сдвиги с оперяющими разрывами; 3) сдвиговые зоны; 4) узлы пересечения зон малоамплитудных сдвигов; 5) сдвиговые дуплексы растяжения и 6) пирамиды скалывания. На месторождениях обычно присутствуют комбинации различных рудовмещающих обстановок при ведущей роли одной из них.

1. *Искривления сдвигов.* Благоприятными для локализации оруденения являются крутопадающие изгибы поверхностей разрывов, способствовавшие внутриминерализационным смещениям по ним, т.е. изгибы растяжения. Например, в Восточной рудной зоне золото-сульфидного месторождения Муртыкты рудные тела и рудные столбы приурочены к интервалам левосторонних разрывов, отклоняющимся против часовой стрелки от их общего простирания. Интервалы разрывных нарушений с противоположным направлением искривления промышленного оруденения не содержат. Выяснено, что в пределах рудоносных участков разломов размещение оруденения контролировалось сдвиговыми полями палеонапряжений, характеризовавшимися растяжением по осям σ_1 и σ_2 . На малопродуктивных интервалах действовали надвиговые поля палеонапряжений с осями σ_1 и σ_3 , ориентированными параллельно и перпендикулярно поверхностям разрывов соответственно, в связи с чем последние в период рудообразования представляли собой закрытые структуры, не благоприятные для локализации золото-сульфидной минерализации.

2. *Сдвиги с оперяющими разрывами* установлены в разломных зонах, которые достигли в своем развитии поздней дизъюнктивной стадии или стадии полного разрушения [Семинский, Семинский, 2004]. Для таких зон характерно наличие магистрального сместителя или его крупных сегментов, вмещающих основные рудные тела месторождения, и более мелких разрывов оперения. Разрывы вторичного парагенезиса играют различную роль в рудоконтроле. На некоторых месторождениях они содержат рудные тела (жильные золото-сульфидно-кварцевые месторождения Сиратур, Идрис и др.). В то же время, часто разрывы оперения являются безрудными, но при этом оказывают влияние на положение рудных тел и рудных столбов в магистральных швах. Например, на золото-сульфидном месторождении Красная жила вторичные разрывные нарушения играют рудоблокирующую роль, разделяя магистральный сместитель на рудные и безрудные интервалы. В пределах рудных интервалов положение рудных столбов подчинено искривлениям (в плане) дизъюнктивов.

3. *Сдвиговые зоны.* В структурах этого типа рудолокализуемыми нарушениями обычно являются вторичные разрывы, а разломы, ограничивающие сдвиговые зоны, остаются безрудными. Особенности размещения оруденения в сдвиговых зонах можно проиллюстрировать на примере золото-сульфидного месторождения Миндяк. Основной рудовмещающей структурой на Миндякском месторождении служит зона правого сдвига северо-восточного простирания, образовавшаяся на месте взбросо-надвиговой пластины. Оруденение концентрируется в северном интервале сдвиговой зоны, характеризующимся большим, чем разрывная структура в целом, азимутом простирания. В этом интервале золото-сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация локализована во вторичных разрывах продольного и диагонального северо-восточного и северо-западного простираний, которые аппроксимируются Y-сдвигами, R- и R'-сколами Риделя соответственно. Рудные тела имеют чрезвычайно сложную

форму. Основными элементами структурной модели рудного тела месторождения являются следующие: 1) магистральный рудолокализирующий разлом, определяющий генеральное направление рудного поля; 2) оперяющие его рудовмещающие разрывы, обуславливающие склонения рудного тела и создающие апофизы; 3) ореолы прожилково-вкрапленного оруденения, сопровождающие магистральный разлом и оперяющие разрывы.

4. *Узлы пересечения зон малоамплитудных сдвигов* характерны для месторождений жильного и жильно-штокверкового типов. Рудоконтролирующие и рудовмещающие нарушения, относящиеся к зарождающемуся по классификации М. В. Раца и С. Н. Чернышева [1970] типу или к разломам ранней дизъюнктивной стадии развития по Ж. В. Семиному и К. Ж. Семиному [2004], представлены зонами мелких, часто различно ориентированных, сколовых нарушений (Таракановское, Безайское месторождения, Рудопроявление Рытовские жилы и др.). Например, на рудопроявлении Рытовские жилы золотоносные кварцевые жилы и линейные кварцевые штокверки локализованы в узлах пересечения зон мелких сдвиговых нарушений близмеридионального, северо-западного и северо-восточного простираний. Главные рудные тела залегают в северо-западных зонах, имеющих левосдвиговую кинематику. Положение в их пределах рудных столбов, обусловленных повышенными концентрациями золота, определяется приуроченностью к узлам пересечения с разрывами других направлений.

5. *Сдвиговые дуплексы растяжения* [Woodcock, Fisher, 1986] изучены на месторождениях жильного и жильно-штокверкового типов в трех структурных обстановках: 1) на изгибах сдвигов (сдвиговых зон), способствовавших смещениям по ним (месторождения Тукан, Большой Каран); 2) на ступенчатых перекрытиях разломов, совпадающих по знаку со знаком сдвиговых движений (Малокаранско-Александровская площадь, месторождение Золотая гора); 3) на прямолинейных участках сдвиговых зон, состоящих из синтетических и наложенных на них продольных сдвигов (месторождение Золотая гора, Кочкарь).

Условия размещения оруденения в дуплексах, сформировавшихся в первых двух структурных обстановках, зависят от их геометрии и типа рудоконтролирующих тектонических деформаций. В условиях хрупких деформаций локализация золоторудной минерализации контролируется механизмом всасывающего насоса [Sibson, 1987]. Основными рудовмещающими структурами служат вторичные разрывы, концентрирующиеся в блоках компетентных пород, главным образом, интрузивных тел. В условиях преобладающих пластических деформаций в трансенсивных дуплексах, имеющих длину большую, чем ширину, оруденение локализуется преимущественно в главных сдвигах.

На локализацию оруденения в дуплексах, залегающих на прямолинейных участках сдвиговых зон, оказывает влияние степень их развития.

6. *Пирамиды скалывания* [Расцветаев, 1987] изучены на золото-сульфидно-кварцевых месторождениях. Они возникают в условиях действия комбинированных полей палеонапряжений, характеризующихся активным сжатием по близгоризонтальной оси σ_3 и равенством абсолютных значений напряжений по осям σ_1 и σ_2 , занимающим попеременно вертикальное положение. Рудовмещающий парагенезис представлен сочетанием сдвигов, надвигов и крутопадающих отрывов, например, на месторождении Айдырля.

Литература

- Знаменский С. Е.* Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2009. 348 с.
- Расцветаев Л. М.* Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физики тектонических процессов. М.: ГИН АН СССР, 1987. Ч. II. С. 173–235.
- Рац М. В., Чернышев С. Н.* Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра, 1970. 260 с.
- Семинский Ж. В., Семинский К. Ж.* Тектонофизический анализ обстановок локализации рудных полей и месторождений в разломных зонах земной коры // ГРМ, 2004. Т. 46. № 4. С. 292–304.
- Sibson R. H.* Earthquake rupturing as a mineralizing agent in hydrothermal systems // *Geology*, 1987. Vol. 15. P. 701–704.
- Woodcock N. H., Fisher M.* Strike-slip duplexes // *Journal of Structural Geology*, 1986. Vol. 8. № 7. P. 725–735.

Ю. И. Лоскутов
ФГУП СНИИГГиМС, г. Новосибирск
loskutov@sniiggims.ru

Тектоника ложа Северного Ледовитого океана и проблема Гипербореи

Существует гипотеза о полярном происхождении индоевропейцев, а также что когда-то все человечество жило в районе Северного полюса [Тилак, 2000; Уоррен, 2003]. Существование на Севере древней страны – «Гипербореи» – и ее жителей – «гиперборейцев», т.е. живущих «за Бореем», «за Северным ветром» описывает Геродот [История..., 1972]. На знаменитых картах Герарда Меркатора 1569 и 1595 гг. вокруг Северного полюса изображена легендарная Арктида-Гиперборея – материк, состоящий из четырех огромных островов. Был ли этот материк в действительности? Подтверждают ли современные геологические данные существование в Северном Ледовитом океане (СЛО) ныне затопленного материка? Ответом на эти вопросы и является данное сообщение, основанное только на опубликованных данных.

СЛО – самый маленький океан Земли по площади (14,8 млн км²), его наибольшая глубина – 5527 м во впадине Литке, средняя глубина – 1225 м. СЛО как самостоятельный океан впервые был выделен в 1650 г. голландским географом Б. Варениусом под названием «Гиперборейского океана». В 1845 г. Лондонское географическое общество утвердило название Северный Ледовитый океан. СЛО отличается обилием островов и сильно развитой материковой отмелью (шельфом) шириной до 1500 км (в Баренцевом море), глубиной, в основном, 200 м.

СЛО состоит из трех орографических провинций: Евразийский и Амеразийский (собственно Канадская котловина) бассейны и разделяющая их Центрально-Арктическая область океанических поднятий (ЦАООП), сопоставимая по площади с первыми двумя [Ласточкин, Нарышкин, 1989]. Евразийский бассейн характеризуется корой океанического типа мощностью 5–15 км, в двух других преобладает кора континентального типа мощностью 15–40 км. Ключевой структурой является хребт Ломоносова, вытянутый в субмеридиональном направлении и отделяющий Евразий-

ский бассейн от ЦАООП. Позднемеловой-кайнозойский возраст СЛО надежно устанавливается по началу формирования глубоководных впадин и линейным магнитным аномалиям океанического дна [Российская..., 2002]. Спрединговая природа Евразийского бассейна четко фиксируется морфологией океанического дна – срединным хребтом (хр. Гаккеля) с рифтовой долиной в осевой части (глубиной более 5200 м, что на 1–2 км ниже уровня гребней хребта, обрамляющих ее) и двумя океаническими впадинами (Амундсена и Нансена), которые этот хребет разделяют. Симметричные по отношению к хребту и его рифтовой долине магнитные аномалии дополняют классический образ океанической коры спрединговой структуры. Формирование глубоководных впадин, относящееся к этапу рифтогенных преобразований, происходило преимущественно в позднем мелу – эоцене. Возникновение же магнитных аномалий, фиксирующих начальный этап разрастания океанического дна (спрединг), датируется поздним олигоценом – началом неогена. Более молодым является хребет Книповича (на продолжении хр. Гаккеля) – поздний миоцен – ранний плиоцен.

В последние годы активизировалось изучение СЛО российскими и иностранными учеными. Уникальные результаты получены при бурении в 2004 г. на хр. Ломоносова экспедицией АСЕХ-302, проведенной совместно Норвегией, Швецией и Россией [Ким, Глезер, 2007]. На хр. Ломоносова на четырех участках между 87° и 88° с.ш. вблизи Северного полюса было пробурено 5 скважин, заложенных вкост хребта. Наиболее результативными оказались скважины М0002А и М0004А, расположенные на водораздельной поверхности хребта и его склоне. Сводный разрез этих скважин (до гл. 428 м) вскрыл через отложения кампанского возраста акустический фундамент. На основе анализа сейсмических материалов в разрезе чехла хр. Ломоносова установлено семь сейсмокомплексов, из которых пять верхних являются кайнозойскими. Оказалось, что отражающие горизонты фиксируют основные несогласия в стратиграфическом разрезе, что подтвердилось при бурении. Сейсмокомплексы кайнозоя четко соответствуют количеству трансгрессий, установленных в кайнозойских разрезах на периферии СЛО, а несогласия между ними – регрессиям.

Для решения проблемы Гипербореи важно знать, когда хр. Ломоносова и другие поднятия ЦАООП были сушей. По мнению [Ким, Глезер, 2007] хр. Ломоносова в *позднем кампане–раннем палеоцене* был сушей, и его рельеф подвергался денудации и выравниванию. В *раннем палеоцене* в эпоху тектонической стабильности на материках также происходило выравнивание рельефа и формирование кор химического выветривания (их максимальная мощность на шельфе моря Лаптевых 23 м). На границе *палеоцена/эоцена* была короткая регрессивная фаза, свидетельствующая о размыве и выпадении части разреза. Приполюсная часть хр. Ломоносова в это время была над уровнем моря. На границе *эоцена/олигоцена* произошла вторая регрессивная фаза, выраженная угловым и стратиграфическим несогласием. В это время над поверхностью СЛО поднялись острова Шпицберген, Земля Франца Иосифа, Северная земля. В *позднем олигоцене–раннем миоцене* произошел новый этап тектонической стабилизации, выравнивание рельефа и формирование кор химического выветривания (мощностью от 8 до 40 м). Хр. Ломоносова в приполюсной части находился выше уровня моря и подвергался выравниванию. Этот период соответствует крупнейшему в истории глобальному понижению уровня моря. Новая глобальная («месинская») регрессия произошла в *конце позднего миоцена*.

В *плиоцен–четвертичный* этап началась самая обширная в Арктике трансгрессия, на хр. Ломоносова сформировались морские плиоцен-голоценовые осадки (мощностью в скв. М0002А 75 м). Наименьшая мощность верхней толщи осадков

(N₂–Q), вскрытая на хр. Ломоносова грунтовыми трубками, составляет 10 м. В некоторых изученных колонках грунтовых трубок с хр. Ломоносова отсутствуют молодые позднечетвертичные отложения палеомагнитной эпохи Брюнес [Гусев и др., 2009]. Это значит, что здесь в это время была суша. Таким образом, хр. Ломоносова в приполюсной части между 87°–88° с.ш. (современная глубина плакорной части хребта здесь 1200–1400 м), начиная с позднего кампана–раннего палеоцена, по меньшей мере, 5 раз был выше уровня моря. Сушей было также окончание хребта у Гренландии, высота которого была на 1000 м больше.

Г. П. Аветисов и др. [Российская..., 2002] провели сейсмическое районирование Арктики и выяснили, что зона наивысшего сейсмотектонического потенциала региона – область срединно-океанического рифтогенеза: хр. Книповича, Шпицбергенская зона разломов, хр. Гаккеля и северная часть моря Лаптевых. В этой зоне концентрируются эпицентры наиболее сильных землетрясений (до 5–8 баллов). О тектонической активности Евразийского бассейна свидетельствует и щелочно-базальтовый вулканизм преимущественно постмиоценового возраста.

Тектоническая жизнь Арктики в неоген-четвертичное время позволяет утверждать, что Гиперборейский материк мог опуститься на дно СЛО в любой отрезок этого времени. Процесс погружения блоков ЦАООП до океанических глубин в неотектонический этап начался в конце раннего миоцена примерно 20 млн. лет назад (первый этап) [Буценко, 2008]. Второй этап охватывает плиоцен-плейстоценовое время. По данным различных исследователей, окончательное исчезновение гиперборейских островов в центре СЛО могло произойти в период от 18 до 2.5–3 тыс. лет тому назад.

В 1995 г. была издана орографическая карта Арктического бассейна масштаба 1:5 000 000, а в 1999 г. – карта рельефа дна Северного Ледовитого океана того же масштаба. Совместный анализ этих карт [Граммберг, Нарышкин, 2000] показал, что хребты и поднятия ЦАООП являются естественным продолжением континентальных окраин в Арктический бассейн и сформировались в результате катастрофического погружения докембрийской Гиперборейской платформы на дно СЛО.

На наш взгляд, ЦАООП, сформированная в результате погружения Гиперборейской платформы, и есть Гиперборейский материк. На «Орографической карте Арктического бассейна» в пределах ЦАООП в «горных областях и холмогориях» выделены «плосковершинные» поверхности, являющиеся, по-видимому, древними планационными уровнями. ЦАООП от Евразийского бассейна отделена ключевой структурой – хребтом Ломоносова, протягивающимся в субмеридиональном направлении более чем на 1500 км и имеющим ширину от 70 (в околополюсной области) до 200 км. Хребет Ломоносова имеет крутые склоны (от 5 до 20°) высотой до 3000–3200 м, рассеченные густой сетью каньонов. Одна из особенностей хр. Ломоносова – отроги, представленные цепью высокоамплитудных гряд и гор, субпараллельных хребту [Граммберг, Нарышкин, 2000]. Батиметрическое положение вершинной поверхности хр. Ломоносова колеблется от 400 (у Гренландии) до 1200 м. В целом, ЦАООП представляет собой сильно расчлененную горную страну, ограниченную с запада и востока морями и включающую в себя, помимо хр. Ломоносова, субмеридиональный хр. Альфа, на юге сменяющийся поднятием Менделеева, Чукотское плато, поднятие Нордвинд, а также внутренние моря – впадины Макарова, Подводников и др.

Таким образом, показано, что существование в кайнозое (вплоть до голоцена) Гиперборейского материка в центре СЛО не противоречит геологическому и текто-

ническому строению этого региона и подтверждается геологическими исследованиями последних лет.

Литература

- Буценко В. В.* Главные тектонические события истории Арктического океана по сейсмическим данным. Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. СПб., 2008. 43 с.
- История в девяти книгах. Геродот. М.: Наука, 1972. 600 с.
- Грамберг И. С., Нарышкин Г. Д.* Особенности рельефа дна Арктического глубоководного бассейна Северного Ледовитого океана // Геологическое строение и геоморфология Северного Ледовитого океана в связи с проблемой внешней границы континентального шельфа Российской Федерации в Арктическом бассейне. СПб., 2000. С. 53–72.
- Гусев Е. А., Рекант П. В., Крылов А. А. и др.* Кайнозойская история Арктики по результатам геологического опробования // Геология полярных областей Земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2009. С. 166–169.
- Ким Б. И., Глезер З. И.* Осадочный чехол хребта Ломоносова (стратиграфия, история формирования чехла и структуры, возрастные датировки сейсмокомплексов) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2007. Т. 15. № 4. С. 63–83.
- Ласточкин А. Н., Нарышкин Г. Д.* Новые представления о рельефе дна Северного Ледовитого океана // Океанология, 1989. Т. XXIX. Вып. 6. С. 968–973.
- Российская Арктика: геологическая история, минерагения, геоэкология / Гл. ред. *Д. А. Додин, В. С. Сурков*. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2002. 960 с.
- Тилак Б. Г.* Арктическая родина в Ведах. М.: ФАИР-ПРЕСС, 2001. 528 с.
- Уоррен У. Ф.* Найденный рай на Северном полюсе. М.: ФАИР-ПРЕСС, 2003. 480 с.

В. Н. Удачин

*Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
udachin@ilmeny.ac.ru*

Геохимия халькофильных элементов в природных и природно-техногенных ландшафтах Южного Урала

Южный Урал представляет собой гетерогенную территорию в плане геоморфологических, ландшафтно-климатических и геологических особенностей. Аномалии природных геосистем на Южном Урале выявляют тесную пространственную связь с рудопроявлениями и месторождениями с концентрациями элементов в зонах рассеянной рудной минерализации, в 2–8 раз превышающими фоновые. Это позволило выявить и обосновать существование Южно-Уральского субрегиона биосферы – структуры регионального масштаба с высоким содержанием микроэлементов халькофильного ряда. При отработке месторождений возникают горнопромышленные узлы, продуцирующие трансформированные потоки вещества и энергии, формирующие новые минеральные и гидрохимические ресурсы. В верхней части литосферы возникают отличные от природных аномальные участки территорий с ураганными содержаниями потенциально токсичных элементов в почвах, металлоносными рассолами в приотвальных водах и карьерных озерах. Все эти катастрофические техногенные явления характерны для областей разработки колчеданных месторождений Южного Урала. В таких участках территорий мы имеем как бы «двухэтажное» строе-

ние аномалий в геосистемах, когда на природный высокий фон микроэлементов в почвах, растениях и поверхностных водах накладываются антропогенные аномалии, обусловленные функционированием геотехнических систем горнорудного профиля, возникших при отработке месторождений полезных ископаемых. Объектами исследования геохимии трансформационных преобразований окружающей среды являлись природно-техногенные ландшафты гумидного климата (район Карабашского медеплавильного производства, Челябинская область) и семиаридного климата (район Медногорского медеплавильного производства, Оренбургская область).

Впервые для региона установлены и статистически обоснованы «региональные» кларки 45 элементов для транспортных и депонирующих сред объектов окружающей среды: атмосферных осадков для летнего и зимнего периодов; растворимой фазы гидрохимических потоков; влекомого взвешенного вещества поверхностных водотоков; генетических горизонтов двух основных зональных типов почв. Массоперенос элементов в природных ландшафтах в теплый сезон в 7–10 раз выше значений зимнего периода за счет биогеохимических взаимодействий. Установлен количественный баланс элементов в двух системах: приходной части (поступление с растворенными формами атмосферных осадков, атмосферной пылью, растительным опадом); расходной части (ионный поверхностный сток, влекомая взвесь поверхностных водотоков). Для основных халькофилов баланс масс гумидной зоны (в $\text{кг}/\text{км}^2/\text{год}$) сопоставим для пар «атмосферная пыль–влекомая взвесь» и «опад–лизиметрические воды». В то же время для пары «растворимые формы осадков – поверхностный ионный сток» отмечается 500–800-кратный дефицит элементов для поверхностного стока. Т.е. основной аномальный объем поступления вещества в техногеосистемах формируется при постоянном накоплении за счет атмосферных осадков. Для гумидной зоны модули поступления элементов составляют Zn и Cu 30–60, Pb 8, Cd, Se, As 0.2–0.5, РЗЭ и редкие элементы 5–50 $\text{г}/\text{км}^2/\text{год}$.

Изучение состава осадков позволило установить, что уральская геоморфологическая область как область трансграничного переноса осадков представляет собой барьер, определяемый:

- а) химизмом техногенной составляющей аэрозольного материала, который зависит от технологических особенностей источников эмиссии в геосистемах;
- б) формами нахождения ТМ в пылевой компоненте аэрозолей, определяющих дальнейшую трансформацию техногенных соединений в депонирующих средах техногеосистем;
- в) ролью водорастворимых сульфатов, «ответственных» за бюджетную составляющую по Zn и Cd, вовлекаемых в миграционные циклы в составе водорастворимых соединений в почвах;
- г) присутствием основной части Cu, Pb, As в составе осадков в прочнофиксируемых формах, не приводящих к увеличению токсичной нагрузки на объекты окружающей среды.

Нормирование химического состава гумусово-аккумулятивных горизонтов почв геотехнических систем по элементу-маркеру (Sc) выявило универсальный спектр техногенно аномальных элементов, отвечающих пирометаллургическому процессу: Cu, Zn, Pb, Cd, Sn, In, Mo, Sb, As, Se, Bi. Биоклиматические особенности почв гумидной зоны (напочвенное поступление опада, хороший промывной режим, низкая насыщенность почвенного поглощающего комплекса основаниями) и литологический состав определяют гуматно-фульватный тип гумуса. Основной сорбент для аэралью поступающих халькофилов в техногеосистемах гумидной зоны – гумино-

вые кислоты серых лесных почв – характеризуются высоким содержанием полисахаридных включений, низкими показателями гидролизованности (по результатам ИК-спектроскопии, ЯМР ^{13}C и ^1H , элементного анализа). В препаратах гуминовых кислот черноземов отмечается увеличение доли ароматических фрагментов в структуре, возрастание окисленности, увеличение количества свободных функциональных групп. За счет этого возрастает сорбционная способность гуминовых кислот черноземов и увеличение буферизирующей способности почв семиаридной зоны.

Природный комплекс почв Южно-Уральского субрегиона биосферы подчиняется закону распространения зональных типов почв. В условиях геотехнических систем происходит коренная перестройка химизма почвенного профиля, сопровождающаяся закислением с появлением в почвенном поглощающем комплексе обменных Al^{3+} и H^+ . Основными формами нахождения ТМ в почвах аномальных техногеосистем являются формы ТМ с гидроксидами Fe и Mn и органической компонентой. Водорастворимые соединения халькофилов в составе лизиметрических вод формируют аномалии внутрпочвенного стока в объемах в сотни раз превышающих фоновые значения.

Для природных озер восточного склона Южного Урала выполнена оценка скоростей накопления органической компоненты (фитопланктон) на уровне 3–10 мг/см²/год, сопоставимая с поставкой терригенного материала в количестве 5–20 мг/см²/год. В озерных экосистемах под влиянием процессов пирометаллургии скорость накопления минерального детрита увеличивается от 50 до 1800 мг/см²/год как за счет аэрального поступления техногенного материала для всех озер, равноудаленных от источника эмиссии, так и за счет увеличения сернокислотного денудационного процесса на водосборах для озер импактной зоны. Скорость общего осадконакопления изменяется от 1.63–1.85 мм/год для озер, удаленных от источника поступления техногенной компоненты до 4.65 мм/год для озер импактной зоны. Фактор обогащения, рассчитанный при нормировании на Sc, для озер импактной зоны составляет для Cu, Zn, Pb, Cd от 180 до 500. Возрастные датировки донных отложений свидетельствуют о начале горнопромышленного техногенеза на уровне 1910–1915 гг.

При исследовании миграционных циклов в гидрохимических потоках установлено, что преимущественной формой миграции халькофильных элементов в поверхностных водах природных ландшафтов являются комплексные высокомолекулярные соединения металлов с рассеянным органическим веществом. В условиях техногенных гидрохимических потоков перенос осуществляется во взвешенной и коллоидной (с молекулярными массами более 10 kDa) формах. «Латеральная» зональность биотической компоненты выражается в смене примитивных микросообществ тиобацилл в отходах добычи и переработки руд с продуцированием кислых рудничных вод, сообществами железобактерий, приводящих в зонах смешения к формированию органо-седиментационных структурных ловушек гидроксидножелезистого состава. Основной миграционной формой для вод природных ландшафтов является взвешенная, составляющая для халькофилов от 75 до 88 %. В кислых рудничных водах основная миграционная форма – растворенная. Использование химического маркера (Li), вводимого в поверхностные водотоки выше основных источников воздействия кислых рудничных вод, позволило установить количественные параметры грунтового и, частично, подземного стока в форме «скрытого» дебита в пределах нарушенной техногенезом водосборной территории.

Использование изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ и $^{206}\text{Pb}/^{208}\text{Pb}$ для объектов окружающей природной среды Южного Урала позволило выполнить качественные и

количественные оценки трансформационных преобразований для характеристики процессов горнопромышленного техногенеза. Анализ изотопии свинца архивных гербарных материалов по мхам и лишайникам региона (с 1870 г.) и современных сборов свидетельствует о том, что регион являлся областью трансграничного переноса осадков на протяжении всего периода «индустриальной» революции. Количественная оценка вклада техногенной составляющей в общие природно-техногенные миграционные циклы с использованием изотопных отношений свинца выполнена для почв и донных отложений озер.

Исследования, проведенные в 1995–2009 гг., выполнены в рамках пяти госбюджетных тем Института минералогии УрО РАН, а также при финансовой поддержке проектов интеграционных исследований СО–УрО РАН «Геохимия окружающей среды горнопромышленных ландшафтов Сибири и Урала», СО–УрО–ДВО РАН «Эволюция климата и природной среды Урала, Центральной и Восточной Азии в позднем кайнозое по данным бурения и изучения донных осадков озер», гранта РФФИ № 07-05-96024-р_урал_a, программы TACIS (грант FINRUS 9802), программы Минобрнауки (проект РНП.2.1.1.1840), 5^{ой} (грант ICA2-СТ-2000-10011) и 7^{ой} (грант ImpactMin № 244166) рамочных программ Евросоюза.

А. Е. Ескин
Геологический институт РАН, г. Москва
artye@yandex.ru

Деформации и формирование рудных габброидов в 3-м слое океанической коры (научный руководитель А. А. Пейве)

На многих участках срединно-океанических хребтов (СОХ), приближенных к зонам трансформных разломов и нетрансформных смещений, структура океанической коры сильно осложнена множеством разрывных нарушений [Cannat, 1991; Oceanic..., 2005 и др.]. Благодаря этому к поверхности океанического дна выведены глубинные коровые и верхнемантийные породы. Габброиды, часто присутствующие в зонах, главным образом, медленноспрединговых СОХ характеризуют 3-й слой океанической коры. Иногда среди них присутствуют рудные габброиды (обогащенные рудными минералами).

Детальные структурно-вещественные исследования габброидов в районе нетрансформного смещения Сьерра-Леоне, расположенного в гребневой зоне Срединно-Атлантического хребта между 5° и 7°10' с.ш. (полигон Сьерра-Леоне), и их сопоставление с габброидами из других районов СОХ позволяют восстановить некоторые условия образования и метаморфического преобразования этих пород в зоне СОХ и оценить роль разрывных нарушений в формировании рудных габброидов и 3-го слоя океанической коры.

На полигоне Сьерра-Леоне габброиды распространены в зонах трансформного разлома Богданова (7°10' с.ш.) и нетрансформного смещения Сьерра-Леоне, а также на поднятиях рифтовых гор, в рифтовых впадинах и вдоль бортов рифтовой долины.

Большинство габброидов подвержено разнообразным структурным и минеральным преобразованиям, возникшим во время деформаций и гидротермальных изменений [Пушаровский и др., 2004].

Определенные типы деформационных структур (деформационные парагенезисы) в габброидах указывают, за счет какого деформационного механизма они были сформированы. Это позволяет выявить температурный диапазон, относительные стрессовые напряжения и скорость деформации. Присутствие в породах синдеформационных амфиболов позволяет установить относительное количество водного флюида, присутствующего во время деформаций, а их состав позволяет уточнить температурный диапазон, в котором эти деформации происходили.

В габброидах полигона Сьерра-Леоне можно выделить 7 метаморфических структурно-вещественных парагенезисов:

1. Крупные (от 0.15 до 1 мм) неомласты породообразующих минералов габброидов и структуры субсолидусных деформаций в ассоциации с амфиболами магматического происхождения. Эти структуры формировались в температурных условиях, соответствующих гранулитовой фации метаморфизма при невысоких стрессовых напряжениях в присутствии небольшого количества водного магматического флюида.

2. Крупные (от 0.15 до 1 мм) неомласты породообразующих минералов габброидов в ассоциации с синдеформационными высокотемпературными метаморфическими амфиболами. Деформационные структуры этих габброидов формировались при температурах, соответствующих условиям верхних частей амфиболитовой фации метаморфизма. Деформации происходили в присутствии водного метаморфического флюида при невысоких стрессовых напряжениях.

3. Структуры милонитов в ассоциации с магматическими амфиболами формировались при температурах, близких к таковым гранулитовой фации метаморфизма при умеренном стрессе, но достаточно высокой скорости и/или продолжительной по времени деформации. В деформации принимал участие водный флюид магматического происхождения.

4. Мелкие (от 0.05 до 0.25 мм) неомласты плагиоклаза и оливина в ассоциации со среднетемпературными метаморфическими амфиболами были деформированы в температурных условиях, близких к амфиболитовой фации метаморфизма. Деформации происходили в условиях простого сдвига при более высокой (по сравнению с выше рассмотренными габброидами) скорости деформации и синкинематической циркуляции водных метаморфических флюидов.

5. Структуры хрупко-пластических деформаций возникали в габброидах при температурах, близких к температурам зеленосланцевой фации метаморфизма при наиболее высоком стрессе и в присутствии наибольшего количества водного метаморфического флюида.

6. Структуры хрупких деформаций и катаклазиты могли возникать в очень широком температурном диапазоне, но по сравнению с пластическими деформациями они характеризуют наиболее низкую температуру и наиболее высокий стресс. Трещины в габброидах возникали одновременно с проникновением в них гидротермального флюида и формированием вторичных гидротермальных минералов.

7. Метасоматически замещенные породообразующие минералы без признаков деформаций. Гидротермальные преобразования габброидов происходили как одновременно с деформационными процессами, так и независимо от них. Основу гидротермального флюида при метасоматическом замещении минералов в габброидах, видимо, составляла метаморфизованная морская вода [Силантьев, 1995].

Таким образом, каждый из 7 выделенных в габброидах структурно-вещественных парагенезисов характеризует определенные температуры, относительное стрессовое напряжение (давление) и скорость деформации, а также разное количество метаморфического водного флюида, участвующего в формировании парагенезиса. Взаимоотношения рассмотренных структурно-вещественных парагенезисов из исследованных габброидов указывают на то, что породы 3-го слоя из участков рифтовой долины полигона Сьерра-Леоне, были подвержены полистадийным деформационным и гидротермальным изменениям, начавшимся еще с субсолидусной стадии кристаллизации. Структурно-вещественные преобразования габброидов происходили в условиях понижения температуры, увеличения стресса, скорости деформации и влияния гидротермального водного флюида. Данные изменения подтверждают представление об этих процессах как о метаморфических преобразованиях в остывающих телах и могли быть связаны с выведением пород в верхние горизонты океанической коры.

Глубинные породы были выведены к поверхности океанского дна СОХ за счет тектонических движений вдоль зон разрывных нарушений, разделявших более жесткие тектонические блоки, сложенные недеформированными или слабо деформированными породами. Эти нарушения представляли собой тектонически активные зоны, об относительной глубине деформаций в которых можно судить по характеру вышерассмотренных деформационных структур в габброидах.

Во многих габброидах наблюдается тенденция к увеличению количества оксидного рудного минерала в наиболее деформированных разностях. Рудные минералы пространственно связаны с интенсивно деформированными габброидами, приуроченными к зонам разрывных нарушений. Рудные габброиды подвержены высокотемпературным (часто субсолидусным) пластическим деформациям, происходившим при температурах, соответствующих температурам амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Данные закономерности характерны как для рудных габброидов полигона Сьерра-Леоне, так и для рудных габброидов из других разломных зон [Сколотнев, 2003; Cannat, 1991; Oceanic..., 2005 и др.].

Рудные габброиды образуют преимущественно секущие тела мощностью от первых сантиметров до нескольких метров [Dick et al., 2000; Oceanic..., 2005 и др.]. Присутствие в них большого количества высокотемпературных синдеформационных амфиболов (роговой обманки) указывает на то, что их формирование сопровождалось рекристаллизацией при участии водного флюида. Во многих районах наблюдается пространственная связь рудных минералов с высокотемпературными амфиболами, при этом в наиболее деформированных габброидах количество этих минералов увеличивается [Силантьев, 1995; Сколотнев, 2003; Cannat, 1991; Oceanic..., 2005 и др.]. Рудные габброиды формировались из дифференцированных магматических расплавов, которые проникали в тектонически ослабленные зоны (зоны разрывных нарушений) и мигрировали вдоль них. В процессе миграции вдоль сдвиговых зон в условиях субсолидусной рекристаллизации они продолжали дифференциацию.

Таким образом, можно сделать следующие выводы:

1. В тектонически активных зонах СОХ, пространственно связанных с трансформными разломами и нетрансформными смещениями, породы 3-го слоя океанической коры подвергаются полистадийным деформационным и гидротермальным преобразованиям. Они начинались в присутствии магматического расплава и продолжались при последующем понижении температуры, увеличении внешнего стресса, ско-

рости деформации и количества участвующего в деформациях гидротермального водного флюида.

2. На участках СОХ вблизи разломных зон тектоническая активность определяет особенности строения и формирования пород 3-го слоя океанической коры. Основное значение при этом играет глубина их преобразования. Выведение глубинных пород к поверхности происходило за счет пластического и катакластического течения вдоль разрывных нарушений, которые разделяли тектонические блоки, сложенные слабо деформированными или недеформированными породами.

3. Рудные габброиды 3-го слоя кристаллизовались из поздних сильно дифференцированных расплавов, оставшихся в результате образования предыдущей серии пород. Их образование в СОХ связано с зонами тектонических нарушений, куда могли проникать основные магматические расплавы. Наиболее благоприятными участками для обнаружения рудных габброидов являются районы СОХ, где наиболее активны тектонические процессы, а магматизм проявлен значительно слабее. Обогащение магматических расплавов рудными компонентами начиналось при дифференциации расплава в магматических камерах и продолжалось в условиях синтетектонической дифференциации и субсолидусной рекристаллизации, при миграции расплавов вдоль зон тектонически активных разрывных нарушений.

Работа выполнена при поддержке Президиума РАН (программа № 17), РФФИ (гранты № 09-05-00150, 08-05-00017); договора № 420/2008-ГИН в рамках подпрограммы «Исследование Мирового океана» ФЦП «Мировой океан» и гранта Ведущих научных школ № НШ-3172.2008.5.

Литература

Пуцаровский Ю. М., Сколотнев С. Г., Пейве А. А. и др. Геология и металлогения Срединно-Атлантического хребта: 5–7° с.ш. Тр. ГИН. Вып. 562. М.: ГЕОС, 2004. 152 с.

Силантьев С. А. Метаморфизм в современных океанических бассейнах // Петрология, 1995. Т. 3. № 1. С. 24–36.

Сколотнев С. Г. Габброиды разломной зоны Вима: структуры, состав и тектоническое положение // Петрология, 2003. Т. 11. № 1. С. 35–52.

Canat M. Plastic deformation at an oceanic spreading ridge: a microstructural study of the site 735 gabbros (southwest Indian Ocean) // Proc. Ocean Drilling Program, Scientific Results, 1991. Vol. 118. P. 399–408.

Dick H.J.B., Natland J.H., Alt J.C. et al. A long in situ section of the lower ocean crust: results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge // Earth and Planetary Science Letters, 2000. № 179. P. 31–51.

Oceanic core complex formation, Atlantis Massif — oceanic core complex formation, Atlantis Massif, Mid-Atlantic Ridge: drilling into the footwall and hanging wall of a tectonic exposure of deep, young oceanic lithosphere to study deformation, alteration, and melt generation / Integrated Ocean Drilling Program. Expedition 305. Preliminary Report. Expedition Scientific Party, 2005. <http://iodp.tamu.edu/publications/PR/305PR/305PR.PDF>.

П. Я. Азимов

*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург
pavel.azimov@mail.ru*

Метаморфизм и метасоматоз Северо-Карельского зеленокаменного пояса (зона сочленения Карельского кратона и Беломорского подвижного пояса)

Северо-Карельский зеленокаменный пояс (СКЗКП), расположенный на западном фланге Беломорского подвижного пояса (БПП), сложен неархейскими вулканогенно-осадочными породами и метаморфизован в условиях амфиболитовой фации. Среди пород пояса известны тела метаморфогенных метасоматитов [Московченко, Турченко, 1975; Бушмин, 1978], с которыми связаны проявления колчеданных руд, кианита, граната, повышенные концентрации Au, As и Sb [Металлогения..., 1999]. Задача настоящего сообщения – анализ механизмов и условий метасоматоза в СКЗКП, геологической позиции, субстрата и возраста метасоматитов.

Состав и структура СКЗКП. Среди пород СКЗКП преобладают основные и средние метавулканиты и метатифы. Присутствуют также и парапороды (метаосадки). Основные метавулканиты (метабаазальты) представлены амфиболитами (мономинеральными и содержащими Pl¹, Grt, Act, Di), средние метавулканиты (метаандезиты) – Grt-Bt-Hbl, Hbl-Bt, Ep-Bt гнейсами, а парапороды (метаосадки) – Bt, Grt-Bt и Grt-Ку-Bt гнейсами, кварцитами и Qtz метаконгломератами. Протолит метаморфических пород СКЗКП реконструируется по петро- и геохимическим признакам [Миллер и др., 2005], изредка по реликтовым текстурам. В зонах интенсивных сдвиговых деформаций породы милонитизированы. К западу и югу от СКЗКП расположен архейский Карельский кратон. Контакт между породами СКЗКП и гранито-гнейсами кратона тектонический, подчеркнут резким различием изотопных возрастов Rt и Sph в породах кратона (2.7–2.8 Ga) и СКЗКП (1.9–1.7 Ga) [Бибикова и др., 1999]. Контакт СКЗКП с мигматизированными гнейсами и амфиболитами БПП постепенный, затухающий зонами милонитизации, без возрастных резких отличий Rt и Sph. Южная часть СКЗКП образует вытянутую линейную структуру, а северная делится на субмеридиональную и субширотную ветви. Многие из структур в северной части пояса представлены флексуровидными или сигмоидальными складками. Форма структур и широкое развитие в них зон сдвиговых деформаций указывают, что северная часть СКЗКП представляет собой крупную сдвиговую зону на контакте мегаблоков Балтийского щита. Слабее деформированная южная часть пояса образована сочетанием гранито-гнейсовых куполов и облегающих их трогов, заполненных вулканогенно-осадочными породами. Уровень метаморфизма в южной части выше: Grt-Bt и Grt-Ку-Bt парагнейсы мигматизированы, в амфиболитах обычен Di вместе с Grt. В узких зонах сдвига развиваются поздние, более низкотемпературные парагенезисы: двуслюдяная ассоциация в кианитовых гнейсах и эпидот в амфиболитах. В северной час-

¹ Используемые обозначения минералов: Act – актинолит, An – анортит, Asp – арсенипирит, Ath – антофиллит, Bt – биотит, Cum – куммингтонит, Cru – халькопирит, Di – диопсид, Dol – доломит, Ep – эпидот, Ged – жедрит, Grt – гранат, Ilm – ильменит, Hbl – роговая обманка, Hc – герцинит, Ku – кианит, Ms – мусковит, Ml – миллерит, Pho – пирротин, Pl – плагиоклаз, Pyr – пирит, Qtz – кварц, Rt – рутил, Spl – шпинель, Sph – сфен, St – ставролит, Stb – стибнит, Ts – чермакит, Tlc – тальк, Tur – турмалин.

ти пояса мигматиты в парагнейсах весьма редки и встречаются лишь в реликтах. Парагенезисы амфиболитов (Hbl ± Pl, Hbl + Grt ± Pl, Hbl ± Act), средних гнейсов (Pl + Qtz + Bt, Hbl ± Grt) и парагнейсов (Pl + Qtz + Bt ± Grt; Pl + Qtz + Bt + Ky ± Grt) отвечают среднетемпературной амфиболитовой фации повышенных давлений.

Метасоматиты развиты преимущественно в структурах северной, более деформированной части СКЗКП. По составу разделяются на кислотные и основные. Первые, наиболее распространенные, образуются по всем типам пород. Главный породообразующий минерал – Qtz. Всегда присутствуют глиноземистые минералы (Ky, St или Ms), обычен Grt, встречаются Tur, Bt, Ts, An, Ged, Cum. В метасоматитах обычны редкие ассоциации Ts + Ky и Ts + St, не встречающиеся в обычных метаморфических породах [Бушмин, 1978]. Метасоматиты образуют линзовидные и жильные согласные и субсогласные тела среди гнейсов и амфиболитов. Обычны пятнистые, полосчатые и прожилковые текстуры, варьирующие даже в пределах одного тела, неравномернозернистые порфиробластические структуры, реакционные взаимоотношения между минералами, присутствие нескольких генераций одного минерала. Метасоматиты часто тесно ассоциируют с кварцевыми прожилками. Обычные схемы минеральной зональности в кислотных метасоматитах:

- по амфиболитам: | Hbl + Pl ± Qtz (± Grt) | Hbl + Qtz + Grt + Pl | Qtz + Hbl + Grt + Ky | Qtz + Grt + Ky + Ts ± St ± An | Qtz + Ky + Grt или Qtz + Ky ± St | ;
- по (Grt)-Bt-Hbl гнейсам: | Pl + Qtz + Hbl + Bt ± Grt | Qtz + Hbl + Bt + St ± Grt | Qtz + St + Grt + Ts ± Bt ± An | Qtz + St + Grt + Ts ± Ky ± Bt | Qtz + St + Ky + Grt ± Ms | Qtz + Ky + Grt ± Ms или Qtz + St ± Ms ± Grt | ;
- по Grt-(Ky)-Bt гнейсам: | Pl + Qtz + Bt + Grt ± Ky | Qtz + Bt + Ms + Grt ± Ky | Qtz + Ms + Ky + Grt ± St | Qtz + Ms + Ky ± St или Qtz + Grt | .

В тыловых зонах метасоматических колонок накапливаются акцессорные Rt и Pm, отмечается Ged. Иногда появляется Tur (вплоть до формирования турмалинитов). Вместе с кислотными зонами присутствуют сопряженные зоны базификации: Qtz-Grt-St породы, Qtz-Grt и Qtz-Ky-(Ms)-An blastsолиты и т.д. Различные зоны в телах метасоматитов согласны и субсогласны или секут друг друга. В промежуточных зонах нередко присутствует избыточное (над ожидаемым из правила фаз) число минералов.

Основные метасоматиты встречаются реже. В железистых (Grt) амфиболитах они образуют зоны Grt blastsолитов (Grt + Hbl ± Cum, Grt + Cum; содержат до 80–90 % Grt), в плаггиоамфиболитах – жилы мономинеральных Hbl пород, в магнезиальных (Act) амфиболитах – тела и жилы бескварцевых St-Ts и Ts-Ath пород с Tlc, Ank, Spl (Hc), Ged, реже Ky-Ath-Ts пород. Метасоматиты крупно- и грубозернистые, с крупными сферолитами амфиболов (признак посткинематической кристаллизации). В гнейсах основные метасоматиты редки и представлены жилами гранатитов и Cum пород. Кислотные и основные метасоматиты часто обогащены сульфидами – преимущественно Pyr и Pho [Московченко, Турченко, 1975], Asp, Stb, Cpy, Ml. С зонами сульфидизации связаны и рудопроявления золота [Металлогения..., 1999].

Подвижность элементов при метасоматозе выведена из анализа метасоматической зональности. При кислотном выщелачивании из пород выносился Na₂O, затем CaO и MgO, отчасти FeO, привносился SiO₂, иногда B₂O₃, накапливались Al₂O₃ и TiO₂. Поведение K₂O менялось от инертного до подвижного. Общие тенденции поведения элементов сходны независимо от субстрата. Зоны базификации среди кислотных метасоматитов связаны с частичным сбросом флюидами выщелоченных компонентов (FeO, CaO, отчасти MgO). При основном метасоматозе происходило накопление Al₂O₃ и вынос SiO₂ и щелочей, но основания вели себя по-разному. Железистые

метасоматиты (гранатиты) обеднялись СаО и MgO при одновременном обогащении Fe, а амфиболовые (чермакитовые) метасоматиты, напротив, обогащались Са и Mg. Структуры и текстуры метасоматитов, морфология и анатомия минеральных индивидов указывают на существенную неравновесность кристаллизации и пространственную неоднородность метасоматоза.

Пространственное распределение метасоматитов контролируется структурными и литологическими факторами. Тела метасоматитов приурочены к сдвиговым зонам и демонстрируют признаки син- и посткинematической кристаллизации. Они участвуют в деформациях и секут связанные с этими же деформациями структурные элементы. Для метасоматитов благоприятны контакты пород с контрастным литологическим составом и различными реологическими свойствами (например, гнейсов и амфиболитов). Наиболее значимые зоны метасоматитов имеют мощность в сотни метров и протяженность до нескольких километров. От вмещающих пород метасоматиты можно отличить по минеральному составу и текстуре, минеральной зональности, структурной позиции.

Парагенезисы метасоматитов отвечают тем же РТ-условиям, что и парагенезисы метаморфических пород, то есть формировались на пике метаморфизма. Структурная позиция тел метасоматитов, их текстуры, особенности минеральных индивидов, неравновесные соотношения между минералами указывают на связь метасоматоза с метаморфизмом, а не с поствулканическим изменением вулканогенно-осадочных толщ.

Термобарометрия метаморфических и метасоматических пород. Для определения Р-Т условий метаморфизма и метасоматоза использован метод мультиравновесной термобарометрии [Verma, 1991], позволяющий оценить равновесность минеральных ассоциаций. Расчеты в программе TWQ 2.02b с базой данных Бермана и Арановича (1996) выполнены для Grt-Ку-Bt гнейсов и кислотных метасоматитов Винчинской структуры СКЗКП и для метасоматизированных Grt-Bt-Ms сланцев и кислотных метасоматитов Кукаозерской PR₁ структуры, отделяющей Карельский кратон от северо-западной ветви СКЗКП. Обе структуры расположены в северной (более низкотемпературной) части пояса. Для Ку гнейсов Винчинской структуры и метасоматизированных сланцев Кукаозерской структуры получена хорошая сходимость пересечений реакций в диапазоне температур 600–650 °С и давлений 7–8 кбар. Для метасоматитов методами классической минеральной термобарометрии при расчетах в программах TWQ, TPF, GeoPath и GPT получены значения температур и давлений в том же диапазоне. С полученными значениями согласуются наблюдаемые минеральные ассоциации. Те же значения температур и давлений установлены в зонах свекофенского диафтореза в Чупино-Лоухском сегменте БПП [Миллер и др., 2005].

Возраст метасоматоза и метаморфизма СКЗКП ранее не был надежно установлен. На основании структурных и изотопных данных было известно о полиметаморфической эволюции пород комплекса [Балаганский, 1987; Миллер и др., 2005; Бибикина и др., 1999]. Нами U-Pb методом были изучены монациты (1827±1 Ма, ID-TIMS) и внешние (метаморфогенные) каймы цирконов (1827±14 Ма, SHRIMP-II) из Grt-Ку-Bt гнейсов, монациты (1813±14 Ма, ID-TIMS) из Qtz-St-Grt пород (метасоматитов) Винчинской структуры, Pb-Pb методом – ставролиты (1780±50 Ма) из тех же метасоматитов. Полученные датировки указывают на свекофенский (позднепалеопротерозойский) возраст метаморфизма и метасоматоза, совпадающий в пределах погрешности. Ранее нами Pb-Pb и Sm-Nd методами по гранату был установлен свекофенский (~1.8–1.9 Ga) возраст метаморфизма и метасоматоза в Кукаозерской палеопротерозойской структуре [Азимов и др., 2009].

Таким образом, формирование мощных зон кислотных и основных метасоматитов в Северо-Карельском зеленокаменном поясе происходило в зонах сдвиговых деформаций на пике свекофенского метаморфизма (~1.81–1.83 Ga) при 600–650 °С и 7–8 кбар. Метасоматиты обладают хорошо выраженной минеральной зональностью, отражающей привнос и вынос компонентов агрессивными метаморфическими флюидами. Субстрат метасоматитов – метаморфизованные вулканогенно-осадочные породы различного состава (от кислых до основных и ультраосновных).

Работа частично поддержана грантами РФФИ 09-05-00485-а и 09-05-12053-офи_м.

Литература

Азимов П. Я., Алексеев Н. Л., Балаганский В. В. и др. Р-Т условия и возраст метаморфизма гранат-кианит-ставролит-двуслюдяных сланцев на границе архей-протерозой в Кукасо-зерской структуре, Северо-Карельская зона карелид, Балтийский щит // Гранит-зеленокаменные системы архей и их поздние аналоги. Мат. науч. конф. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2009. С. 6–9.

Балаганский В. В. Последовательность деформаций в иринегорской свите лопия Северной Карелии // Строение и метаморфическая эволюция главных структурных зон Балтийского щита. Апатиты: КолФ АН СССР, 1987. С. 59–62.

Бибикина Е. В., Слабунов А. И., Богданова С. В., Шельд Т. Тектоно-термальная эволюция земной коры Карельской и Беломорской провинций Балтийского щита в раннем докембрии по данным U-Pb изотопного исследования сфенов и рутилов // Геохимия, 1999. № 8. С. 842–857.

Бушмин С. А. Метасоматиты месторождения Хизовара (Северная Карелия) // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978. № 7. С. 127–138.

Металлогения Карелии / Под ред. *С. И. Рыбакова*. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 340 с.

Миллер Ю. В., Глебовицкий В. А., Слабунов А. И. и др. Беломорский подвижный пояс // Ранний докембрий Балтийского щита. Гл. 3. СПб: Наука, 2005. С. 176–287.

Московченко Н. И., Турченко С. И. Метаморфизм кианит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение. Л.: Наука, 1975. 138 с.

Berman R. G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Canadian Mineralogist, 1991. Vol. 29. №. 4. P. 833–855.

Ф. Р. Ардисламов

Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

Ardislamov_Faniz@mail.ru

Геодинамические условия формирования машакского вулканогенно-осадочного комплекса

(научный руководитель В. Н. Пучков)

Вопрос о геодинамической реконструкции условий формирования машакского вулканогенно-осадочного комплекса остается одним из интереснейших и наиболее дискуссионным. Вот уже на протяжении почти 30 лет данный вопрос рассматривали С. Н. Иванов, К. С. Иванов, А. Ф. Ротару, В. И. Парначев, А. А. Алексеев, А. В. Маслов, В. Н. Пучков, В. И. Козлов, С. Г. Ковалев и другие. К настоящему времени большин-

ство исследователей сходятся во мнении о внутриплитном или континентально-рифтогенном характере вулканизма.

Краткое рассмотрение лишь немногих из существующих палеогеодинамических схем развития Урала в протерозое показывает, насколько сложна и неоднозначна интерпретация имеющихся геологических данных. Поэтому в последующем изложении не ставится задача построения какой-либо оригинальной палеогеодинамической концепции развития Уральского складчатого пояса в машакское время. Задача данной работы – определить место формирования машакского вулканогенно-осадочного комплекса, сравнивая его с комплексами типичных структурных элементов современных геодинамических обстановок.

По последним данным возраст машакской свиты определен в 1380–1385 млн лет [Пучков, 2009]. С этим периодом в результате широтного растяжения связано развитие субмеридионально ориентированной шовной рифтогенной структуры (грабен) с интенсивным базальт-риолитовым вулканизмом, в дальнейшем развивавшейся в режиме «квазистационарного» интракратонного бассейна осадконакопления [Маслов и др., 2000].

Формирование машакского комплекса относится к среднерифейскому этапу истории развития Южного Урала, который связан с накоплением преимущественно грубообломочных терригенных пород в составе свиты. В это же время формируются Бердяушский плутон гранитов-рапакиви, Кусинско-Копанский расслоенный интрузивный массив, Лапыштинский комплекс дифференцированных интрузий.

Основой для геодинамических построений явилось изучение разрезов вулканогенных пород (базальтовой составляющей) машакской свиты.

По петрогеохимическим особенностям большая часть метабазальтов машакской свиты относится к типичным представителям толеитовой серии, менее развиты трахибазальты. Их фигуративные точки попадают в поля «континентальных» (близкие к базальтам Восточно-Африканской рифтовой зоны), «переходных» и «океанических» (близкие к красноморским) базальтов. Значительное преобладание (более 65 %) вулканических пород, обогащенных легкими РЗЭ по отношению к тяжелым и высокие содержания в них лантаноидов ($La_N = 30\text{--}900$ ед.), говорят о том, что машакский вулканогенно-осадочный комплекс можно отнести к внутриплитному или континентально-рифтогенному режиму и что источником служила неистощенная подконтинентальная мантия. Повышенные содержания TiO_2 и $FeO_{общ.}$, преобладание Na_2O над K_2O , низкая глиноземистость указывают на близость к толеитам трапповой формации. Вместе с тем, с образованиями континентальных рифтов их сближает присутствие в вулканогенной толще кремнекислых эффузивов, их калиевая специализация, увеличение суммарного содержания щелочей вверх по разрезу вулканогенной толщи и проявление субщелочного вулканизма. По содержанию малых элементов машакские базальты схожи с толеитовыми базальтами океанического дна. Возможно, эта схожесть обусловлена частичным раскрытием континентального рифта и образованием океанической коры.

Исходя из последних исследований по изучению геологического строения, можно говорить о трехэтапном процессе излияния вулканитов машакской свиты.

Первый этап. К нему относятся риолиты кузьелгинской подсвиты и базальты казавдинской подсвиты, а также базальты подриолитовой толщи. Контакт между данными породами неровный, волнистый. По мере удаления от контакта вверх и вниз по разрезу залегание потоков выполаживается (аз. пад. 130–150?, $\angle 15\text{--}20^\circ$).

Наблюдаемое явление связано, на наш взгляд, с неровной глыбовой поверхностью потока риолитов, что вообще характерно для вязких лав кремнекислых эффузивов [Коротеев и др., 1986]. Лава основного состава, будучи менее вязкой, заполняла образовавшиеся неровности, поэтому выше по разрезу контакты между отдельными потоками базальтов относительно прямолинейные. Внутренние части потоков сложены афировыми и мелкопорфировыми массивными зелено-серыми базальтами и мелкозернистыми диабазами. В краевых частях развиты обильно-миндалекаменные до шлаковидных, часто – интенсивно гематитизированные породы. В верхних частях разреза толщи встречаются лавобрекчии с сульфидной минерализацией.

В основании изученного разреза залегают мелкозернистые афировые базальты с волнистой поверхностью подошвы. Между ними и риолитами иногда фиксируется маломощный прослой туфов (?) основного состава, либо базальтов со слабовыраженными шлаковыми корочками. Породы обладают столбчатой отдельностью. Причем в нижней части слоя столбики имеют сечение 5–6 см, а выше сменяются столбами с сечением от 10 до 30 см. Возможно, это свидетельствует о положении пород в потоке относительно его краевой части: в краевой зоне обычно сечение столбов меньше, чем в центральной. В приконтактных частях как в риолитах, так и в базальтах наблюдается резкая изменчивость элементов залегания призматической и столбчатой отдельности. В некоторых районах мощность базальтов увеличена за счет образования «кармана» в кровле риолитов. Видимо, именно благодаря большей мощности основные породы остывали медленнее, чем в остальных частях потока и поэтому лучше раскристаллизованы.

Данный этап, скорее всего, был наиболее длительным и выразился в интенсивных вертикальных движениях, с которыми связано образование разломов глубинного заложения в фундаменте и интенсивная магматическая деятельность. Начался он в разных районах и, возможно, постепенно затухал. Далее наступил этап накопления тонко- и грубообломочного материала (куянтавская и быковская подсветы). Осадочные породы отлагались в быстро погружающихся прогибах, что фиксируется сменой вверх по разрезу мелководных отложений глубоководными.

Прекращение вулканизма и переход к собственно осадочным платформенным прогибам сопровождается изменением флюидного режима в направлении смены углекисло-водных флюидов, связанных с базальтовым трапповым вулканизмом, флюидами более восстановленного характера (водородно-углеродными), способствующими развитию в осадочных толщах углеродистых формаций, в том числе черносланцевых [Юдович, 1988].

Второй этап представлен базальтами объединенных калпакской и каранской подсвет. Начало этапа было связано, по-видимому, с вертикальными движениями, которые привели к возникновению новых и возрождению старых разломов, что привело к новой магматической деятельности в виде излияния базальтовых потоков. Данный период был наиболее продолжительным, периодически затухающим, вновь возобновляющимся и сменившимся этапом накопления тонко- и грубообломочного материала (шакитарская и ямантауская подсветы). Вулканыты представлены мощными толщами афировых однородных базальтов, разделенных маломощными горизонтами шлаков и миндалекаменных пород, геохимическая дифференциация практически не проявлена. Поведение РЗЭ в базальтах рассматриваемого этапа сходно с таковым в вулканитах первого этапа и характеризуется постепенным увеличением с севера на юг содержания РЗЭ в породах с увеличением отношения La_N/Lu_N . Но есть и отличия, в частности, присутствуют вулканогенные породы,

характеризующиеся постепенным снижением суммарного содержания РЗЭ с одновременным уменьшением суммарного содержания щелочей. В то же время, в породах отмечается незначительное увеличение содержания MgO, в базальтах с W-образным типом распределения РЗЭ понижается их сумма, но концентрация щелочей довольно высокая. Осадочная пачка, разделяющая нижнюю и верхнюю части рассматриваемой базальтовой толщи, сложена кварцевыми песчаниками (до 70 % объема), конгломератами (около 20 %), туфоалевролитами и алевролитами (10–20 %).

К третьему этапу относятся вулканы верхнего вулканогенного уровня, залегающие на хребте Машак между г. Широкая на севере и г. 1308.7 м на юге. Этот этап является наименее длительным, менее интенсивным и представлен излиянием вулканитов «верхнего вулканогенного уровня», приуроченность которого к машакской свите остается под вопросом. Сменился третий этап отложением осадочного материала зигальгинской свиты.

Стратиграфическая принадлежность данного вулканогенного уровня пока не ясна. Внутренние части потока сложены массивными афировыми базальтами с субвертикальной призматической отдельностью. В восточной части тела картируется крутопадающая дайка габбро-долеритов, возможно представляющая собой подводный канал. Геохимический облик базальтов рассматриваемого стратиграфического уровня определяется наличием двух типов пород: пикробазальтов с W-образным типом распределения РЗЭ и низкими значениями их суммы, и трахибазальтов с высокими суммарными содержаниями РЗЭ при $La_N > Lu_N$. В то же время, наблюдаются четкие положительные корреляционные связи между $\Sigma РЗЭ$ и La_N/Lu_N с одной стороны и суммой щелочей с другой, а также отрицательные связи первых двух показателей с MgO и Al_2O_3 . На наш взгляд, отмеченные особенности геохимии обусловлены дифференциацией расплава, а именно – отделением на ранних этапах кристаллизации основного плагиоклаза и, возможно, оливина [Савельев, 2008]. При этом остаточный расплав обогащался средними и легкими РЗЭ и обеднялся Eu, накопление которого происходило в плагиоклазе. Высказанный вывод подтверждается наличием в базальтоидах с W-образным типом распределения РЗЭ повышенных количеств основного плагиоклаза (до 60 %).

В работе [Ernst et al., 2006] приводятся данные о том, что возраст машакского магматизма, отвечающий приблизительно 1380 млн лет, куда входит не только значительный объем вулканитов, но и связанные с ним интрузии, коррелирует с магматическим событием Мидсоммерсо–Зиг-Заг Дал (*Midsummerso–Zig-Zag Dal*) Гренландии. Это позволяет предполагать принадлежность машакского вулканизма к гораздо более крупной магматической провинции, значительная часть которой погружена под верхнерифейскими отложениями в экстернидах тиманид и, возможно, имеет аналоги (недостающие фрагменты) на других континентах (Сибирь, Антарктика). Отметим, что широкий ареал развития вулканитов с возрастным интервалом 1550–1350 млн лет показан на реконструкции взаимного положения Балтики и Лаврентии в суперконтиненте Родиния на момент 1000 млн лет [Li et al., 2008]. Таким образом, рассматриваемый вулканизм, возможно, является частью крупной магматической провинции (*large igneous province*).

Литература

Коротеев В. А., Дианова Т. В., Кориневский В. Г. Вулканические фации Урала. Свердловск: УНЦ СССР, 1986. 205 с.

Маслов А. В., Крупенин М. Т., Гареев Э. З. Некоторые аспекты геологической истории рифея западного склона Южного Урала в рамках реального времени // Ежегодник-2000. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 42–51.

Пучков В. Н., Краснобаев А. А., Шмитц М. и др. Новые U-Pb датировки вулканитов машакской свиты рифея Южного Урала и их сравнительная оценка // Геологический сборник № 8. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2010. С. 3–14.

Савельев Д. Е., Пучков В. Н., Ардисламов Ф. Р., Сначев В. И. Вулканогенные породы машакской свиты среднего рифея: геология и петрогеохимия // Литосфера, 2009. № 4. С. 3–26.

Юдович Я. Э., Кетрис М. П. Геохимия черных сланцев. Л.: Наука, 1988. 271 с.

Ernst R. E., Pease V., Puchkov V. N. et al. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia // Геологический сборник № 5. Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2006. С. 119–161.

Li Z. X., Bogdanova S. V., Collins A. S. et al. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: a synthesis // Precambrian Research, 2008. Vol. 160. P. 179–210.