

Российская академия наук
Уральское отделение
Институт минералогии

Министерство образования и науки РФ
Южно-Уральский
государственный университет

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРЕВНИХ
И СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ–2012**

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПОЛЯ И РУДЫ
Материалы Восемнадцатой научной молодежной школы

**METALLOGENY OF ANCIENT
AND MODERN OCEANS–2012**

HYDROTHERMAL FIELDS AND ORES
Materials of the XVIII Scientific Youth School

Миасс
2012

УДК 553, 549

Металлогения древних и современных океанов–2012. Гидротермальные поля и руды. Научное издание. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. 390 с.

ISBN 978-5-7691-2299-6

В сборник вошли материалы XVIII научной молодежной школы «Металлогения древних и современных океанов–2012. Гидротермальные поля и руды» (23–27 апреля 2012 г.). Рассмотрены вопросы, касающиеся геодинамических, петрологических, минералогических и геохимических аспектов формирования месторождений в разновозрастных океанических бассейнах. Отдельные разделы посвящены месторождениям черных, цветных, редких и благородных металлов в палеоокеанических структурах Европы, Урала, Сибири, Кавказа, Алтая, Дальнего Востока и Африки. В разделе актуальных геолого-минералогических исследований даны результаты изучения рудомещающих комплексов, минералов и месторождений нерудного сырья. Отдельная глава посвящена минерально-сырьевой базе регионов России.

Проведение Школы и издание материалов осуществлено при поддержке РФФИ (проект 12-05-06801-моб_г), Президиума УрО РАН и в рамках реализации ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России» на 2009–2013 годы (ГК П237) (ЮУрГУ).

Илл. 83. Табл. 48.

Ответственные редакторы:

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

Члены редколлегии: к.г.-м.н. Н. Р. Аюпова, д.г.-м.н. Е. В. Белогуб, д.г.-м.н. А. И. Брусницын,

к.г.-м.н. Е. В. Зайкова, к.г.-м.н. К. А. Новоселов, к.г.-м.н. Н. П. Сафина

UDK 553, 549

Metallogeny of ancient and modern oceans–2012. Hydrothermal fields and ores. Scientific edition. – Miass: IMin UB RAS, 2012. 390 p.

ISBN 978-5-7691-2299-6

Abstracts of the XVIII Scientific Youth School «Metallogeny of ancient and modern oceans–2012. Hydrothermal fields and ores» (April 23–27, 2012) are collected in this issue. Geodynamic, petrological, mineralogical, and geochemical aspects of mineral deposit formation are reviewed. Individual chapters concerns geology ferrous, non-ferrous, rare and precious metal deposits in paleoceanic structures of the Europe, Urals, Siberia, Caucasus, Altai and Far East and modern oceanic structures and mineral base of Russia. The chapter with topical geological and mineralogical studies contains information about non-metallic mineral deposits.

Holding of the School and abstract publishing are supported by the Russian Foundation for Basic Research (project no. 12-05-06801-моб_г), Presidium of Urals Branch of RAS, and in the framework of Federal Targeting Program «Scientific and scientific-educational specialists of the innovative Russia» for 2009–2013 (State Contract П237) (South-Urals State University).

Figures 83. Tables 48.

Editors-in-Chief:

V. V. Zaykov and I. Yu. Melekestseva

Editorial board: N. R. Ayupova, E. V. Belogub, A. I. Brusnitsyn, K. A. Novoselov,
N. P. Safina, E. V. Zaykova

ISBN 978-5-7691-2299-6

ПРЕДИСЛОВИЕ

В сборнике опубликованы материалы XVIII научной молодежной школы «Металлогения древних и современных океанов–2012», посвященной гидротермальным полям и рудам. 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 разновозрастных структур океанического происхождения, достижениями морской и континентальной геологии и геологоразведочного дела. Школа предназначена для координации и повышения эффективности многоуровневой подготовки научных специалистов в области полезных ископаемых из различных вузов и научных организаций геологического профиля России и зарубежных стран. Главной социальной задачей Школы является формирование творческих связей состоявшихся и будущих молодых специалистов и привлечение в науку талантливой молодежи.

За 1995–2011 гг. в Школе участвовало более 950 студентов из многих российских государственных университетов: Адыгейского, Алтайского, Бурятского, Воронежского, Иркутского, Московского, Московского геологоразведочного, Новосибирского, Оренбургского, Пермского, Петрозаводского, Российского Дружбы Народов, Сибирского, Санкт-Петербургского, Санкт-Петербургского горного, Саратовского, Сыктывкарского, Томского, Томского технического, Тувинского, Тюменского технического, Уральского горного, Южного, Южно-Российского технического, Южно-Уральского, Челябинского. На Школе присутствовали также студенты из национальных университетов Украины (Донецкого, 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. Скляров, 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).

Труды Школы издаются ежегодно под общим названием «Металлогения древних и современных океанов» (продолжающееся рецензируемое издание). Данный выпуск содержит статьи профессоров, студентов и аспирантов по гидротермальным полям и рудам современных и древних океанов, месторождениям Палеоуральского и Палеоазиатского океанов. Тематика работ разнообразна – от глобальных проблем тектоники, магма- и рудообразования до тонких минералогических исследований с использованием современных методик и аппаратуры. В разделе «Краткие сообщения» опубликованы реферативные сообщения по различным тематикам, в том числе подготовленные юными геологами. Особенностью Школы с 2004 г. является прямая трансляция заседаний в сети Интернет, что позволяет заочным участникам выступать в режиме *on-line*, получать ответы на вопросы и участвовать в дискуссиях.

В программу Школы входит полевая экскурсия на золоторудное месторождение Золотая Гора в зоне Главного Уральского разлома. Неизменным объектом экскурсии является Естественно-научный музей Ильменского заповедника, в котором представлена обширная коллекция минералов из рудных месторождений мира.

Финансовая поддержка Школе в 2012 г. оказана Российским фондом фундаментальных исследований (проект № 12-05-06801-моб_г), Президиумом УрО РАН и Южно-Уральским государственным университетом.

**Оргкомитет XVIII научной молодежной школы
«Металлогения древних и современных океанов–2012»**

Зайков В. В., д.г.-м.н., профессор, ИМин УрО РАН, ЮУрГУ, г. Миасс – *председатель*

Мелекесцева И. Ю., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН, г. Миасс – *зам. председателя*

Зайкова Е. В., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН, г. Миасс – *ученый секретарь*

Анфилов В. Н., член-корреспондент РАН, ИМин УрО РАН, ЮУрГУ, г. Миасс

Аюпова Н. Р., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН, ЮУрГУ, г. Миасс

Баррига Ф., профессор, Лиссабонский университет, Португалия

Белогуб Е. В., д.г.-м.н., ИМин УрО РАН, ЮУрГУ, г. Миасс

Бортников Н. С., академик РАН, ИГЕМ РАН, г. Москва

Брусницын А. И., д.г.-м.н., СПбГУ, г. Санкт-Петербург

Жуков И. Г., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН, ЮУрГУ, г. Миасс

Коротеев В. А., академик РАН, ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург

Лисицын А. П., академик, ИО РАН, г. Москва

Масленников В. В., д.г.-м.н., профессор, ИМин УрО РАН, ЮУрГУ, г. Миасс

Новоселов К.А., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН, г. Миасс

Пучков В. Н., член-корреспондент РАН, ИГ УНЦ РАН, г. Уфа

Симонов В. А., д.г.-м.н., ИГМ СО РАН, г. Новосибирск

Синяковская И. В., к.г.-м.н., ЮУрГУ, ИМин УрО РАН, г. Миасс

Скотт С., профессор, Университет Торонто, Канада

Теленков О. С., к.г.-м.н., ИМин УрО РАН, ЮУрГУ, г. Миасс

Чадченко А. В., к.г.-м.н., Учалинский филиал ОАО «Башкиргеология», г. Учалы

Юминов А. М., к.г.-м.н., ЮУрГУ, ИМин УрО РАН, г. Миасс

Часть 1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

В. Н. Огородников¹, В. А. Коротеев², Ю. А. Поленов¹, А. Н. Савичев²
¹ – Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург,
igg.gl@ursmu.ru

² – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
koroteev@igg.uran.ru

Морфогенетические типы кианитовых руд России

Изучение кианитовых месторождений Кольского полуострова, Карелии, Сибири и Урала позволило установить их полиметаморфический генезис, обусловленный длительностью и сложностью геологической истории формирования структур северо-восточной части Восточно-Европейской платформы (Балтийский щит и Карелия), структур южного обрамления Сибирской платформы и Уральской складчатой области. Это определило сходные черты кианитовых месторождений, хотя масштабы минерализации в разных регионах различные.

История минерагенической эволюции Восточно-Европейской платформы описывается пятью мегациклами взаимосвязанного эндогенно-экзогенного образования пород и руд: двумя архейскими (ранним 3.85–3.2 и поздним 3.2–2.5 млрд лет) – саамским и лопийским, двумя протерозойскими – карельским (2.5–1.65 млрд лет), рифейским (1.65–0.6 млрд лет) и одним фанерозойским (600 млн лет – настоящее время).

В течение докембрия закономерно менялся режим ведущих эндогенных процессов, а значит, и связанного с ними метасоматизма. От раннего к позднему докембрию и фанерозою уменьшаются масштабы и общая степень регионального метаморфизма. Архейские гранулитовые комплексы отличаются не только высокими значениями температур и давлений, но и удивительной выдержанностью термодинамических режимов на больших площадях. На смену латерально однородным раннедокембрийским комплексам в позднем докембри и фанерозое приходят латерально дифференцированные по термодинамическим режимам глубинного петрогенезиса зональные метаморфические комплексы амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Значительную роль в распределении месторождений и рудопроявлений играют шовные зоны сдвиговых деформаций, что наиболее ярко проявлено на коллизионных стадиях развития орогенов. Эти зоны являются проводниками флюидных потоков, взаимодействие которых с метаморфизирующимися толщами приводит к формированию сопряженных кислотных, основных и щелочных метасоматитов, которые могут классифицироваться по РТ параметрам процессов и условиям кислотности-щелочности. В области высоких температур и давлений формируются специфические кислотные ортопироксен-силлиманитовые метасоматиты. При умеренных температурах в зависимости от глубинности процессов могут формироваться кислотные метасоматиты – андалузитовые, кианитовые и силлиманитовые кварциты и основные метасоматиты – кордиеритовые, кордиерит-жедритовые, гранатовые, гранат-жедрит-кианитовые и др. При низких температурах возникают пропилиты, березиты, листвениты в

зависимости от того, по каким породам они развиваются [Жданов, 1980; Огородников, 1993; Огородников и др., 2004; Коротеев и др., 2010].

Таким образом, выделены две группы (формации) продуктивных метаморфогенно-метасоматических пород, обогащенных высокоглиноземистыми минералами группы кианита (кианит, силлиманит, андалузит):

- стратифицированные горизонты в толще плагиигнейсов раннего архея и протерозоя – глиноземистая формация щитов и древних платформ (метаморфогенный, метаморфогенно-метасоматический, кейвский тип) и

- нестратифицированные метасоматические породы, слагающие внутренние и внешние части шовных зон полифациальных метаморфических комплексов андалузит-силлиманитового и кианит-силлиманитового термодинамических типов, образующихся по разновозрастным, обычно пелитовым породам – глиноземистая формация фанерозойских складчатых поясов (гидротермально-метасоматический, уральский тип).

В большинстве зональных метаморфических комплексов Кольского полуострова, Карелии и Сибири кианит- и силлиманитсодержащие породы слагают определенные зоны метаморфизма и развиваются по постархейским пелитовым толщам. Зоны обогащения высокоглиноземистыми минералами приурочены к шовным зонам с активным проявлением метасоматоза и окварцевания и образованием метаморфогенного и метаморфогенно-метасоматического типов оруденения.

Детальное изучение кианитовых месторождений позволило установить полигенность и полихронность кианитовых руд, а также выделить три природных типа руд: метаморфогенный, метаморфогенно-метасоматический и метасоматический, которые различаются минеральным и гранулометрическим составами и характером сростаний кианита с другими минералами. Это потребовало разработки различных технологий обогащения высокоглиноземистых руд.

Метаморфогенные руды. Протерозойский этап метаморфизма формирует метаморфогенные порфиروбластические кианитовые руды, и, наряду с ними, наблюдается образование параморфических руд за счет первичного метаморфического андалузита (хиастолита).

Появление высокоглиноземистых (высокобарических) парагенезисов в зонах смятия докембрийских метаморфических комплексов (Кольский п-ов, Карелия, Алданский щит, Урал и др.) связано не столько с гидротермально-метасоматическими преобразованиями (изменение кислотности-щелочности) пород глубинными флюидами, сколько с кристаллохимическим фракционированием, обусловленным селективным переходом под давлением в раствор «наименее надежно закрепленных» ионов в кристаллической решетке, которое меняет соотношение химических потенциалов компонентов в твердой и жидкой фазах, определяя, в частности, щелочность-кислотность и другие свойства раствора. Векторное стрессовое давление, возникающее в зонах тектонического сжатия, трансформируясь дилатационно-гидравлическим путем во флюидное давление с весьма высоким градиентом, стимулирует инфильтрационные процессы [Жданов, 1980; Кейльман, 1974; Огородников, 1993].

Поэтому кианит в виде призматических порфиробласт в плагиигнейсах метаморфических комплексов Кольского полуострова, Карелии, Сибири и Урала образуется по биотиту, а не по алюмосиликатам (полевым шпатам или мусковиту), и минеральная ассоциация создается без кварца, в отличие от гидротермально-метасоматического способа образования более поздних кианит-кварцевых зон [Щербакова, 1982; Огородников, 1993].

Характерной особенностью кианитовых руд *параморфического типа* является выделение кианита в виде параморфических агрегатов по хиастолиту, в связи с чем в основной 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 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.

Для *метаморфогенно-метасоматических кианитовых руд* характерны призматически-игольчатые, волокнисто-игольчатые, конкреционные формы выделения кианита.

Отличительной чертой кианитовых призматически-игольчатых и волокнисто-игольчатых руд является выделение кианита в сланцах в форме тонких волокон или игольчатых призм, которые собраны в веретеновидные, сноповидно- или радиально-лучистые агрегаты. Минеральный состав кианитовых руд данного типа обладает значительным постоянством. Главными минералами руд являются кварц и кианит, реже существенная роль принадлежит также мусковиту. Кианит рассматриваемого типа руд на месторождениях свиты Кейв обладает нередко графитово-черной или серой окраской за счет включений углеродистого вещества. Вместе с углеродистым веществом ассоциирует рутил. Второстепенными минералами являются углеродистое вещество, ставролит, плагиоклаз, пирротин. Минералами-примесями служат рутил, ильменит, пирит, халькопирит, магнетит, апатит, циркон [Бельков, 1963; Митрофанов и др., 2009].

Метасоматические кианитовые руды формируются в зонах кислотного выщелачивания в шовных зонах. Алюмокремниевый метасоматоз, развитый вдоль тектонических надвиговых структур, проявлен в виде окварцевания, с которым связано также новообразование и перекристаллизация кианита в виде сноповидно-лучистых агрегатов волокнистых кристаллов белого цвета, практически не содержащих углеродистого вещества. Характерно, что рост перекристаллизованного кианита осуществляется преимущественно в направлении, нормальном к плоскостям рассланцевания. Кианит присутствует в меньшем количестве по сравнению с исходными кианитовыми сланцами, за счет которых возникают призматически-игольчатые и радиально-лучистые руды. Его содержание обычно не превышает 25–30 %.

В процессе последующего метасоматического преобразования исходных кианитовых кварцитов кианит нередко испытывает собирательную перекристаллизацию и образует сложные порфиробластические звездчатые агрегаты крупных кристаллов, одиночные крупные порфиробласты (идиобласты) и их сростки. Размер идиобластов достигает 25 см в длину при 2–3 см в поперечнике. Перекристаллизация кианита осуществляется при процессах окварцевания и мусковитизации с преобразованием кианитовых сланцев в кварц-мусковит-кианитовые метасоматиты.

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 несколько десятков сантиметров [Огородников, 1993; Огородников и др., 2004].

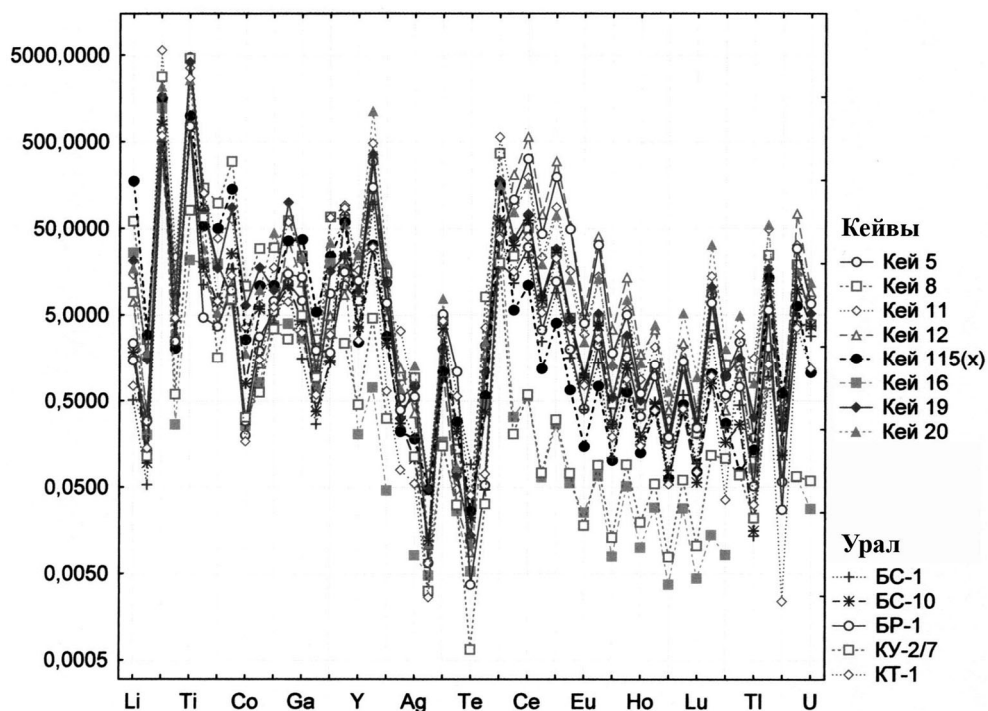


Рис. Распределение редких земель, нормированных по хондриту, в кианитах месторождений Кольского полуострова (свита Кейв) и Урала

Сравнение уральских кианитов с кианитами свиты Кейв методами математической статистики и факторного анализа показало их полное сходство по минеральным включениям и примесям, химическому составу и содержанию редких и редкоземельных элементов. При этом видно, что наиболее дифференцированы кианиты по содержанию РЗЭ (рис.).

Менее загрязненными оказываются параморфические, волокнисто-игольчатые и конкреционно-лучистые метаморфогенно-метасоматические кианиты, являющиеся основным промышленно-технологическим типом. Наиболее чистыми являются поздние порфиробластические кианиты голубого цвета, образующие оторочки в зальбандах кварцевых жил. К сожалению, они имеют очень небольшие масштабы распространения и, соответственно, запасы. В техногенных отложениях Андреевско-Юльевской россыпи преобладает порфиробластический кианит, достаточно чистый (БС-1), к тому же он в значительной мере обогащен благодаря россыпеобразующим процессам.

Сравнительная технологическая оценка природных типов кианитовых руд дает основание утверждать, что концентраты высокого качества могут быть получены не только из руд промышленного метаморфогенно-метасоматического типа, но и из метаморфических руд, однако уровень технологического извлечения кианита при обогащении последних не превышает 20–23 %.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований № 14-23-24 Президиума РАН и интеграционного проекта «Развитие минерально-

сырьевой базы России: освоение новых источников высокоглиноземистого сырья (минералы группы sillimanita и пирофиллита, каолины, золы и др.)», руководитель проекта академик РАН В. А. Кортеев. Исследования проводились при частичной финансовой поддержке госбюджетной темы Г-3 (УГГУ).

Литература

- Бельков И. В. Кианитовые сланцы свиты Кейв. М.-Л.: АН СССР, 1963. 136 с.
- Жданов В. А. Рудогенерирующая роль региональных метаморфо-метасоматических процессов // *Метаморфогенное рудообразование раннего докембрия*. Апатиты, 1980. С. 62–70.
- Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 200 с.
- Кортеев В. А., Огородников В. Н., Сазонов В. Н. и др. Уральские месторождения кианита – перспективная база производства высокоглиноземистых огнеупоров, силумина и алюминия // *Проблемы освоения кианитовых месторождений Кольского полуострова, Карелии и Урала*. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2010.
- Митрофанов Ф. П., Войтеховский Ю. Л., Баянова Т. Б. Особенности исследований раннедокембрийской металлогении Кольско-Лапландско-Карельской провинции Балтийского щита // *Минерагения Докембрия*. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2009. С. 175–178.
- Огородников В. Н. Закономерности размещения и условия образования кварцевожильных хрусталеносных и золоторудных месторождений Урала. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1993. 28 с.
- Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А. Минерагения шовных зон Урала. Кочкарский рудный район (Южный Урал). Екатеринбург: УГГА, 2004. 216 с.
- Щербакова Т. Ф. Кианитовые и кианитизированные горные породы Беломорья // *Геология метаморфических комплексов*. Свердловск: СГИ, 1982. С. 58–63.

А. Ю. Кисин

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
kissin@igg.uran.ru*

Роль блоковой складчатости земной коры в генерации и распределении флюидов

Проблема деформаций земной коры существует столько, сколько существует само понятие коры как внешней твердой оболочки Земли. По этому вопросу высказано много идей и гипотез, в т.ч. диаметрально противоположных. К середине прошлого века сложилось убеждение, что складки продольного изгиба земной коры невозможны [Рамберг, 1985 и др.]. Тем не менее, исследования по этой проблеме продолжались [Кортаев и др., 2004; Макаров, 1977; Никишин, 2002; Хаин, Яблонская, 1997 и др.]. Интерес к ней подогревается и тем, что все месторождения полезных ископаемых находятся в земной коре. Для образования любого месторождения нужны особые условия, и главное – энергия. В земной коре дополнительная энергия может появиться, вероятно, либо из мантии, либо за счет тектонических процессов.

Автором в результате исследований гранито-гнейсовых комплексов Южного и Среднего Урала разработана модель блоковой складчатости, в которой задействована преимущественно тектоническая энергия. Блоковая складчатость земной коры – это

особый вид деформаций, когда складки продольного изгиба имеют вид блоков, разделенных надвигами встречного падения. Она передает тектоническую энергию на расстояния, а изгибы распределяют ее и фокусируют на относительно небольшие объемы, создавая резко метастабильную систему.

Необходимые условия возникновения блоковой складчатости следующие.

Реологическая и тектоническая расслоенность. В 60–80-х гг. прошлого века в Геологическом институте РАН (г. Москва) была разработана концепция тектонически и реологически расслоенной литосферы (включая земную кору). По реологическим свойствам земная кора условно разделена на верхнюю (упругую) и нижнюю (пластичную). При горизонтальных смещениях верхней коры в нижней коре происходят горизонтальные срывы, вызывающие ее тектоническую расслоенность [Тектоническая..., 1980; Леонов, 1997]. Этого достаточно для возникновения блоковой складчатости при одноосном горизонтальном сжатии.

Тектонопара «надвиг-продольный изгиб» обеспечивает развитие блоковой складчатости. Если на каком-то участке земная кора испытывает ориентированное горизонтальное давление со стороны индентора, то на этом участке возникнут условия одноосного горизонтального сжатия. Упругая верхняя кора передает напряжения на расстояния, а напряженный участок испытывает горизонтальное сокращение по данной оси. В литературе рассматривается несколько способов горизонтального сокращения коры и явное предпочтение отдано шарьяжно-надвиговой тектонике. Однако при всей кажущейся простоте воспроизвести надвиг экспериментально, используя стеклянные пластинки, оказалось трудной задачей. Проблема заключается в том, что движение в плоскости надвига вызывает смещение висячего блока вверх и требует его отрыва от подстилающих толщ. Но природа не терпит пустоты, и такое смещение становится невозможным. В результате этого начинает работать пара разнонаправленных изгибающих моментов: в висячем боку надвига образуется отрицательный изгиб, а в лежащем – положительный. Таким образом, развитие надвига в земной коре невозможно без изгиба.

Справедлива и обратная зависимость: потеря изгибной устойчивости упругой коры при горизонтальном сжатии не может привести к образованию синусоидальной складчатости продольного изгиба без надвига, поскольку развитию арки положительного изгиба препятствуют силы гравитации, а отрицательного изгиба – силы Архимеда, направленные в противоположные стороны. Эти две силы частично уравновешиваются формированием надвига.

Но даже при наличии системы надвигов встречного падения и изгибающих моментов – развитие синусоидальных изгибов коры остается невозможным, поскольку деформации должны снимать напряжения, а не создавать их. Силы гравитации и Архимедовы силы, хотя и в ослабленном виде, продолжают противодействовать образованию синусоидального изгиба. В результате изгибы формируются за счет сложных деформаций, без образования арки со всеми атрибутами продольного изгиба: парные изгибающие моменты, нейтральная поверхность, на которой меняются знаки напряжений; напряжения прямо пропорциональны расстоянию до нейтральной поверхности (рис.). Только способ релаксации этой напряженной системы – иной, предельно энергоемкий. Горизонтальное сокращение коры при таком изгибе возможно только за счет зоны сжатия, поэтому нейтральная поверхность максимально смещена в сторону зоны растяжения. Блоковой складчатости присущ принцип унаследованности.

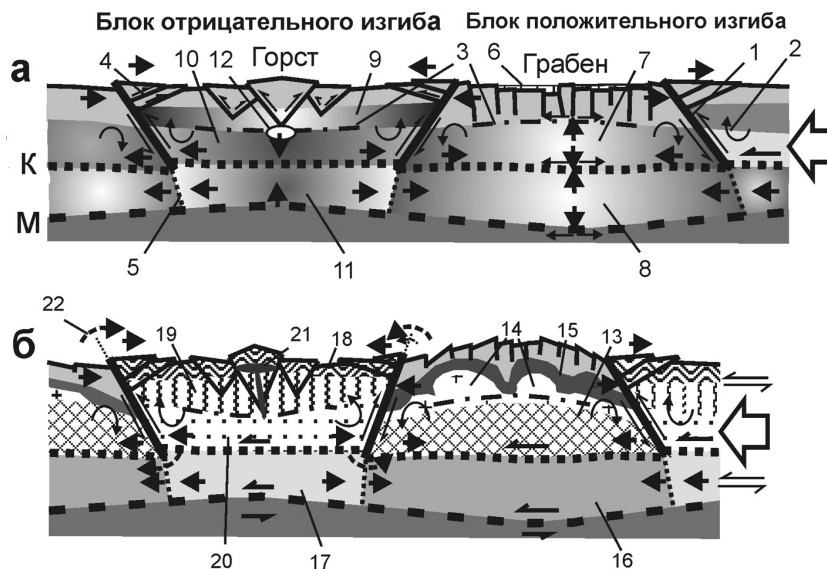


Рис. Модель блоковой складчатости

а – основные элементы общекоревой складчатости; б – структурно-вещественные преобразования коры при изгибе (незавершенная складчатость); 1 – надвиг; 2 – изгибающие моменты; 3 – нейтральная поверхность; 4 – клинодислокации и/или околосдвиговые антиклинальные вздутия (валы); 5 – зона пластического сдвига; 6 – зона растяжения и синскладчатые осадочные образования; 7–8 – зона сжатия в блоке положительного изгиба (7 – в верхней коре; 8 – то же, в нижней коре); 9 – зона сжатия в блоке отрицательного изгиба; 10–11 – зона растяжения в блоке отрицательного изгиба (10 – верхней коре; 11 – то же, в нижней коре); 12 – магматический очаг; 13 – область разогрева и высокобарического метаморфизма; 14 – куполовидные структуры; 15 – высокоградиентный зональный метаморфизм; 16 – область разогрева и высокобарического метаморфизма в нижней коре; 17 – область разогрева и низкобарического метаморфизма; 18 – область мегабрекчирования и мелкой складчатости; 19 – область разогрева и зеленосланцевого метаморфизма; 20 – область разогрева и низкобарического (зеленокаменного) метаморфизма; 21 – многофазные малые бескорневые интрузии и кольцевые дайки; 22 – направление разворота плоскости надвига в результате изгиба. Пояснения в тексте.

В блоке положительного изгиба коры зона сжатия расположена ниже нейтральной поверхности. Здесь действует **прямой градиент стрессовых напряжений**: напряжения возрастают от дневной поверхности к подошве коры [Кисин, Коротеев, 2009]. В нижней части коры, в условиях повышенных температур и всестороннего давления, преобладают пластические деформации. Закрывается трещинно-пористое пространство и наиболее подвижный материал (в газообразной и жидкой форме, объединяемый термином «флюид») начинает перемещаться в направлении максимального падения давления, т.е. вверх. Механическая энергия сжатия трансформируется в тепловую, приводя к быстрому разогреву больших объемов горных пород. Часть тепловой энергии переносится флюидами на верхние горизонты коры, что может вызвать ранний метаморфизм пород при низких РТ-условиях. Рост давления и температуры в нижней части коры сопровождается высокобарическим метаморфизмом, растворением, реакциями дегидратации, фазовыми переходами, имеющими отрицательные объемные эффекты. Преобладают восстановленные флюиды. Температурный

градиент создает и градиентное рН-поле, что также способствует перераспределению ряда петрогенных и рудных компонентов. Имеет место региональная гранитизация. Несмотря на сильный разогрев нижней части коры, магматический расплав не возникает, поскольку горные породы при разогреве начинают пластически деформироваться раньше, чем достигаются условия плавления. Пластичный разогретый материал выжимается вверх, образуя купольные структуры. Связь с зоной сжатия через колонну пластичных пород обеспечивает повышенные давления и температуры в ядрах купольных структур, которые становятся центрами зонального высокоградного метаморфизма на верхних горизонтах коры. Рост купольных структур имеет свою специфику, из-за чего они принимают грибовидную форму.

Минерагению блоков положительного изгиба определяют процессы гранитизации, перерабатывающие огромные объемы горных пород, что сопровождается выносом в околокупольное пространство ряда рудных и нерудных компонентов (Fe, Au, Si, Mg и др.). В ядрах куполовидных структур накапливаются флюиды, обогащенные легколетучими (фторофильными) элементами (Be, Li, Sn, Ta, Nb и др.). Снятие тектонических напряжений сопровождается падением давления в ядрах куполовидных структур, вызывающем процессы анатексиса и ультраметаморфизма. Расплавы, наиболее богатые летучими компонентами, формируют дайковый комплекс гранитов и пегматитов (с редкометальной, слюдяной, кварцевой и самоцветной минерализацией), приуроченный к трещинам отрыва и скалывания в межкупольных структурах. В надкупольном пространстве формируется кварцево-жильное поле с горным хрусталем. Имеют место гидротермально-метасоматические процессы (альбитизация, грейзенизация, гидротермально-жильное заполнение трещинно-пустотного пространства), эволюционирующие в ходе длительной посттектонической релаксации системы. Таким образом, блоки положительного изгиба специализированы на нерудные полезные ископаемые, золото, редкие элементы.

В блоке отрицательного изгиба максимальные стрессовые напряжения приходятся на область повышенной трещиноватости пород с низкими литостатическими давлениями и температурами (рис.). Резко преобладают хрупкие деформации горных пород. Имеет место вертикальная зональность деформаций пород, зависящая от литостатического давления: зона площадных брекчий, мегабрекчий, пологих надвигов и взбросов, с глубиной переходящая в зону бескорневой складчатости. Главную роль играет обратный (запирающий) градиент стрессовых напряжений. Для обеспечения образования мелкой складчатости в этих условиях вполне достаточно понятия «слоистая среда», поскольку нет потребности в передаче напряжений на расстояние через «компетентные» слои. Изгиб обеспечивается горизонтальным сокращением зоны сжатия, которое на верхних горизонтах коры реализуется посредством тектонических клиньев, формирующих осевой горст (систему горстов, осевое поднятие, осевое антиклинальное вздутие), способных частично решить проблему свободного пространства. Выжимание тектонического клина вверх в значительной степени снимает напряжения во всей области зоны сжатия изгиба.

С глубиной, с ростом всестороннего давления и температуры, а также уменьшением скорости деформаций, способность пород к хрупко-пластическим и пластическим деформациям возрастает. Накопление флюидов, запертых обратным градиентом, также способствует росту пластичности пород. Часть механической энергии сжатия трансформируется в тепловую энергию, вызывая разогрев пород и нарушение температурного баланса. Это тепло, совместно со стрессовым давлением, может быть причиной регионального метаморфизма пород, достигающего зеленосланцевой фации.

Хрупко-пластические и пластические деформации в зоне растяжения сопровождаются повышенным выделением тепловой энергии, что вызывает разогрев пород. Снижение всестороннего давления и повышение температуры дестабилизирует систему и может привести к зеленокаменному метаморфизму пород. В подошве упругой коры метаморфизм пород может достигать эпидот-амфиболитовой фации, а, возможно, и амфиболитовой фации пониженных давлений. Кроме того, надо принять во внимание действие обратного градиента, запрещающего подъем ювенильных вод и флюидов, т.е. перекрывающего конвективный (наиболее эффективный) механизм отвода тепла, что ведет к накоплению тепловой энергии, поступающей из мантии и энергии тектонического происхождения. Возможно, обратный градиент играет главную роль в разогреве пород зоны растяжения данного блока.

Нижняя кора испытывает горизонтальное растяжение, пластически деформируется и разогревается. Толщина ее несколько уменьшается, а граница Мохо смещается вверх. Породы нижней коры испытывают метаморфические преобразования в условиях роста температуры и снижения всестороннего давления. Весьма вероятны реакции гидратации. Снижение всестороннего давления способствует обособлению флюидной фазы, а рост температуры повышает флюидное давление. Обратный градиент удерживает флюиды на глубине, что ведет к их перегреву и обогащению рудным веществом (хлорофильными, халькофильными, сидерофильными элементами). Хотя разогрев пород в блоке отрицательного изгиба за счет тектонического фактора менее значительный, чем в блоке положительного изгиба, тем не менее здесь высока вероятность возникновения магматических очагов. Объясняется это действием обратного градиента и аккумуляцией тепловой энергии. В этих условиях можно ожидать значительный рост температур и возникновение «запертых» магматических очагов. При сильном перегреве магмы или временном ослаблении стрессовых напряжений происходит прорыв магматического расплава в горстовую структуру. Этот процесс может повториться неоднократно, в результате чего формируются многофазные бескорневые малые интрузии и кольцевые дайки (рис.). Обогащение рудным веществом магматических расплавов и рудоносных флюидов осуществляется за счет пород окружения и рудного вещества, поступающего из нижней коры и верхней мантии. Принимая во внимание принцип унаследованности, следует считать, что в разрез блока могут входить толщи эвапоритов, терригенно-осадочных, вулканогенно-осадочных и вулканогенных пород, погребенные рудные месторождения и тому подобное, что сказывается на его рудной специализации.

При переходе системы к регрессивному этапу обратный градиент исчезает. В верхней части коры открываются трещины. Зона брекчий, мегабрекчий и объемной трещиноватости становится благоприятной средой для циркуляции метеорных и захороненных морских вод. В нижней части блока возрастает всестороннее давление. Появляется прямой градиент напряжений, связанный с литостатической нагрузкой. Магматические очаги получают возможность полностью разгрузиться в область осевого клина. Появляется возможность вертикальной миграции рудоносных флюидов. Давление перегретого флюида может превышать литостатическое давление, что вызывает образование гидроразрывов, брекчирование и диспергирование пород по фронту их движения с формированием трубообразных и дайковых тел рудных брекчий, иногда называемых взрывными, флюидизационными, флюидизированными гидроструктурами [Cloos, 1941 и др.]. Такие брекчии часто содержат в той или иной степени окатанный материал, что делает их порой неотличимыми от конгломератов.

Специфику оруденения брекчий определяет вещественный состав коры в области формирования и циркуляции рудоносных флюидов, и верхняя мантия.

Магматический расплав и флюиды переносят на верхние горизонты коры и часть тепловой энергии, что вызывает здесь метаморфические преобразования пород, возможно, даже более интенсивные, чем на прогрессивном этапе, но неравномерные, проявленные только на пути движения теплоносителей. Метаморфизм пород протекает при активном участии флюидов. На карбонатные породы накладываются скарновые процессы (инфильтрационные скарны). Наиболее крупные трещины скалывания играют роль рудоподводящих каналов. В зоне объемной трещиноватости, брекчирования и мегабрекчирования происходит смешение глубинных флюидов с метеорными и морскими захороненными водами, их резкое охлаждение, изменение рН среды и окислительно-восстановительного потенциала, рудоотложение в трещинно-пустотном пространстве. Большое развитие получают жильные образования различного минерального состава. Часть рудного вещества переносится и малыми интрузиями. Перенесенная ими тепловая энергия создает локальные контрастные температурные аномалии и усиленную циркуляцию смешанных вод. При охлаждении массивов образуется дополнительное трещинно-пустотное пространство, благоприятное для рудоотложения. Регрессивный этап в блоке отрицательного изгиба является ответственным за рудообразование.

Таким образом, блоковая складчатость генерирует и контролирует флюидные системы на всех этапах своего развития. Минералогия блоков во многом зависит от типа и состава коры, геологической предыстории, но, в целом, прослеживается тенденция специализации блоков положительного изгиба на нерудное сырье, редкие металлы и золото, а блоков отрицательного изгиба – на различные рудные месторождения.

Работа выполнена при финансовой поддержке интеграционных проектов №№ 12-И-5-2060 и 12-И-5-2068 УрО РАН.

Литература

- Кисин А. Ю. Закономерности размещения и прогноз месторождений полезных ископаемых на основе модели блоковой складчатости. Дис. ... докт. геол.-мин. наук. Пермь, 2009. 454 с.
- Кисин А. Ю., Коротеев В. А. Градиенты стрессовых напряжений как причина перемещения вещества при общекоровой складчатости // Доклады АН. 2009. Т. 424. № 1. С. 67–70.
- Коротяев М. В., Еришов А. В., Фокин П. А. Синкомпрессионная литосферная складчатость Восточно-Европейской платформы // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 2004. № 1. С. 3–10.
- Леонов Ю. Г. Тектоническая подвижность коры платформ на разных глубинных уровнях // Геотектоника. 1997. № 4. С. 3–23.
- Макаров В. И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 171 с.
- Никишин А. М. Тектонические обстановки. Внутриплитные и окраинноплитные процессы. Учебник. М.: МГУ, 2002. 366 с.
- Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре. М.: Недра, 1985. 399 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы и региональные геологические исследования. М.: Наука, 1990. 293 с.
- Хаин В. Е., Яблонская Н. А. Структурный рисунок Альпийско-Гималайского и Центрально-Азиатского горных поясов как отражение верхнекоровых упруго-пластических деформаций // Доклады АН. 1997. Т. 353. № 5. С. 655–658.
- Cloos H. Bau und Taetigkeit von Tuffschloten // Geologische Rundschau, 1941. Band XXXII. Heft 6-7. S. 708–800.

**Геодинамическая и металлогеническая зональность
палеовулканических поясов Магнитогорской мегазоны
на Южном Урале**

Согласно геодинамической модели с позиций тектоники плит, главными обстановками формирования колчеданных месторождений на Южном Урале являются: 1 – фронтальные островные дуги над зоной субдукции (НЗС); 2 – тыловые островные дуги НЗС; 3 – задуговые бассейны с субконтинентальной, переходящей в субокеаническую, земной корой и ограниченным влиянием субдукционных флюидов и 4 – внутридуговые спрединговые бассейны с подзонами, расположенными в обстановках различных типов: а) НЗС; б) вне влияния субдукционных флюидов и в) с ограниченным влиянием субдукционных флюидов [Косарев, 2010]. Существенное влияние на состав колчеданных месторождений НЗС оказывает глубинное строение вулканических поясов, принадлежность к энсиматическому или энсиалическому типу островной дуги.

Глубинная субдукционная и надсубдукционная флюидно-магматическая конвективная ячейка продуцировала магмы и флюиды, транспортировавшие к поверхности рудное вещество. Колчеданосные вулканические комплексы ($D_{1e2}-D_{2ef}-zv$) Магнитогорской мегазоны на Южном Урале сформировались под влиянием зоны субдукции восточного падения и принадлежат энсиматической островной дуге. Модель формирования колчеданосной формации на ранней мантийной стадии на основании существующих экспериментальных и эмпирических данных, а также модельных построений [Рингвуд, 1981; Bailey et al., 1989] можно представить в следующем виде. Образование мантийного диапира в пределах мантийного клина под воздействием субдукционных флюидов, обогащенных H_2O , S, Cl, Na, K, Rb, Ba. Формирование флюидов в результате дегидратации водосодержащих минералов подтверждается величиной $\delta^{18}O$ и присутствием изотопа ^{10}Be в расплавных включениях островодужных вулканитов. Генерация базальтовых расплавов происходила в условиях декомпрессии при высокой степени частичного плавления мантийного субстрата, а проявления базальтового подводного вулканизма – в условиях режима растяжения. Базальты баймак-бурибайского и карамалыташского вулканических комплексов, наиболее высокопродуктивных на колчеданное оруденение, сформировались в начале нижнедевонско-эйфельского и эйфельско-верхнедевонского вулканических циклов и принадлежат соответственно островодужным толеитовой магнезиальной и бонинитовой (b-br) и толеитовой умеренномагнезиальной (kr) петрогенетическим сериям. Исходные магмы названных комплексов выплавлялись, скорее всего, из деплетированной части мантийного клина [Авдейко и др., 2006; Косарев, 2010].

Колчеданные месторождения, сформировавшиеся в позднеэмско-раннеэйфельское время (Юбилейное, Бурибайское, Гайское, Маканское, Октябрьское и Подольское) относятся к медно-цинковому типу ($Cu > Zn$), а месторождения эйфель-живетского цикла (Сибайское, Бакр-узакское, Учалинское, Новоучалинское, Узельгинское, им. XIX Партсъезда, Молодежное, Чебачье, Талганское, Новое, Озерное, Западно-Озерное) характеризуются цинково-медным составом руд ($Zn > Cu$). В обоих

случаях исходные магмы колчеданосных бурибайского и карамалыташского комплексов выплавлялись при высоких парциальных давлениях водного флюида, стимулировавшего высокие степени плавления мантийного субстрата. Однако карамалыташский комплекс располагался в НЗС с более глубоко погруженной субдущирующей плитой, соответствующей области перехода от фронтальной к тыловой островной дуге, что зафиксировано в составе ирендыкской формации и ее возрастных аналогов в Восточно-Магнитогорской зоне. Мантийный диапир, мигрировавший вверх в пределах мантийного клина продуцировал в различной степени деплетированную мантию, тела пироксенитов, верлиты, горнблендиты, участки мантии, обогащенной Na, K и рядом элементов КИР [Рингвуд, 1981]. Магмы и обогащенные Cl и S флюиды экстрагировали рудные элементы и транспортировали их к поверхности.

Анализ характера распределения Cu и Zn среди мантийных пород показывает возможность частичного разделения этих металлов в ходе мантийного петрогенеза. По типу распределения металлов между силикатной, окисной и сульфидной фазами, по данным А. А. Маракушева, медь входит в группу сульфурофильных металлов, Cr – в группу оксифильных, а Zn занимает промежуточную позицию в группе индифферентных металлов. Среди мантийных пород, выведенных геологическими процессами на современную поверхность Земли, по характеру распределения Cu и Zn, намечается несколько групп, охарактеризованных в публикациях (табл.).

Группа пород I ультрабазитового состава, включающая лерцолиты, гарцбургиты и дуниты, по уменьшающимся концентрациям (в этом ряду) CaO, Na₂O, K₂O, Li, Sr, R₂Э, Cu, Zn, V и по возрастающим количествам MgO, Cr, Ni, фиксирует тренд деплетирования ультрабазитов, слагающих верхнюю мантию [Магматические..., 1988].

Группа пород II, включающая пироксениты, гранатопые пироксениты, горнблендиты и базиты с амфиболом и гранатом, содержит мантийные магматические породы

Т а б л и ц а

Содержания меди и цинка в мантийных породах

Типы пород	Концентрации Cu и Zn	Название породы	Интервал содержания (в г/т)		Литературный источник
			Cu	Zn	
I. Ультрабазиты	Низкие Cu и Zn	Лерцолиты	11–74	22–55	Сначев и др., 2001; Ковалев, Салихов, 2000
		Гарцбургиты	2–39	22–76	
		Дуниты	3.5–19	16–38	
II. Ультраосновные и основные породы	Повышенные Cu, пониженные Zn Cu > Zn	Пироксениты	4–180	23–76	Сначев и др., 2001; Пушкарев, 2000; Пушкарев и др., 2010; Магматические..., 1988
		Гранатопые пироксениты	74–250	23–80	
		Горнблендиты	120–450	6–12	
		Базиты с амфиболом и гранатом	53–378	64–170	
III. Метаморфические и магматические	Низкие Cu, повышенные Zn Zn > Cu	Эклогиты	32–135	27–235	Ковалев, Салихов, 2000; Салихов, Беликова, 2008; из коллекций А. А. Алексеева, С. Г. Ковалева, Е. А. Тимофеевой
		Глаукофановые сланцы	20–26	62–170	
		Хромиты в пироксенитах	8–45	215–2350	
		Хромиты в дунитах и гарцбургитах	20–340	140–720	

и разновидности, подверженные высокобарическому метаморфизму [Пушкарев и др., 2010]. В этих породах обнаруживается накопление Cu относительно Zn. Некоторые типы пород, к примеру, горнблендиты, генетически связываются с формированием поднимающегося мантийного диапира [Melson et al., 1972; Магматические..., 1988]. Подобные породы известны в составе магматических комплексов платиноносного пояса Урала [Пушкарев, 2000]. Структурная зона с медно-цинковой специализацией колчеданных месторождений может соответствовать фронтальной островной дуге Магнитогорской мегазоны [Косарев, 2010].

В группу пород III с низкими содержаниями Cu и повышенными Zn входят метаморфические и магматические мантийные породы, продуцируемые процессами субдукции. Главные из них – эклогиты, глаукофановые сланцы, вкрапленные хромиты в пироксенитах, дунитах и гарцбургитах. Металлогеническая Учалино-Сибайская зона с колчеданными месторождениями с $Zn > Cu$ спецификой могла возникнуть в переходной от фронтальной к тыловой и в тыловой островодужной зоне. Для этой зоны, по модели разработанной для Курило-Камчатской островодужной системы [Авдейко и др., 2006], можно предполагать нижний уровень дегидратации водосодержащих минералов, в ассоциацию которых входят тремолит, хлорит, серпентин, тальк и форстерит. В этой же зоне могла происходить экстракция рудного вещества $Zn > Cu$ из эклогитов и пироксенитов с хромитовой минерализацией. Таким образом, можно предположить, что «цинковая» специфика определялась не только соотношениями объемов базальты–риолиты в рудовмещающей вулканогенной формации, но и составом и геохимической специализацией мантийных пород. Следует также отметить, что базальты карамалыташского комплекса Сибайского рудного района относятся к типу низкохромистых базальтов островодужной толеитовой серии. Именно такой тип базальтов в некоторых фрагментах островных дуг Казахстана ассоциируется с хромитовым оруденением в рстит-кумулятивных ультрамафитах этого района [Степанец, Креммер, 2003].

Многочисленная группа средних и мелких по запасам руд месторождений, расположенных в Восточно-Магнитогорской подзоне, относится к двум типам. Первый тип – медные месторождения (Осеннее, Летнее), залегающие в киембаевской базальтовой формации зоны задугового (D_{1e2}) спрединга. Вторая группа колчеданных Zn-Cu с золото-полиметаллическим уклоном месторождений локализована в толщах тыловодужного Джусинского комплекса – возрастного аналога ирендыкской свиты (месторождения Барсучий Лог и Джусинское) и в александринском вулканическом комплексе – аналоге карамалыташской свиты (Александринское месторождение). Особенности их состава и умеренные объемы запасов руд связаны с их приуроченностью к тыловодужным зонам НЗС с ограниченными объемами водных флюидов в зоне магмообразования [Косарев, 2010]. К этому же типу относятся и месторождения Баймакского района, приуроченные к блоку с большими объемами кислых интрузивных пород и вулканогенных пород в составе известково-щелочной непрерывной формации верхнеэмесского возраста. По простиранию с севера на юг в пределах Тубинско-Гайской зоны от месторождений Баймакского рудного района с Zn-Cu-золото-полиметаллической спецификой руд к Макан-Октябрьскому рудному полю, где $Cu > Zn$, и далее к суперкрупному Гайскому месторождению, имеющему $Cu > Zn$ специфику, укрупняются размеры вулканических структур, а в составе рудовмещающих формаций нарастает количество базальтов толеитовой островодужной серии. В Гайском рудном поле возможно совмещение толеитовой, бонинитовой и известково-щелочной серий.

Масштаб и тип оруденения колчеданной формации на Южном Урале определяется геодинамической позицией металлогенических зон и рудных полей. Наибольшую продуктивность на колчеданное оруденение с $\text{Cu} > \text{Zn}$ в рудах обнаруживает фронтальная островная дуга позднеэмско-раннеэфельского возраста, сложенная бурибайским, верхнетаналыкским и ирендыкским вулканическими комплексами.

Карамалыташский вулканический комплекс является наиболее высокопродуктивным на колчеданные руды с $\text{Zn} > \text{Cu}$. Он располагается в области НЗС, в спрединговом бассейне в зоне расщепления Палеоирендыкской островной дуги. Положение этого комплекса соответствует зоне перехода от фронтальной к тыловой островной дуге. Мелкие и средние колчеданные месторождения с полиметаллическим уклоном локализованы в тыловой, наиболее глубокопогруженной части НЗС, где объем субдукционных флюидов был не столь велик, как во фронтальной и переходной зонах. Наличие корреляции между редкими и РЗЭ элементами в базальтах и объемами рудного вещества в рудных районах свидетельствует о существенном вкладе в рудогенез мантийных источников [Косарев, 2010].

Проявления металлогенической зональности в надсубдукционных зонах известны в большинстве окраинно-континентальных и островодужных систем и имеют устойчивый фундаментальный характер. Смена вулканических поясов на Южном Урале с колчеданными месторождениями $\text{Co-Cu} \rightarrow \text{Cu-Zn} \rightarrow \text{Zn-Cu} \rightarrow \text{Zn-Cu-Au-Ba-Pb}$ имеет тот же общемировой закономерный характер и связана с процессом палеосубдукции в палеозое Южного Урала.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы «Поволжье», РФФИ (11-05-97008), программы № 27 П РАН, совместного проекта УрО РАН, СО РАН, ДВО РАН и ИГ УНЦ РАН № 12-С-5-1022.

Литература

Авдейко Г. П., Палуева А. А., Хлебородова О. А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы // Петрология. 2006. Т. 14. № 3. С. 248–265.

Косарев А. М. Геохимические особенности вулканогенных формаций Южного Урала и их продуктивность на колчеданное оруденение // Литосфера. 2010. № 3. С. 177–184.

Магматические горные породы. Т. 5: Ультраосновные породы / Под ред. О. А. Богатикова. М.: Наука, 1988. 508 с.

Пушкарев Е. В. Петрология Уктусского дунит-клинопироксенит-габбрового массива (Средний Урал). Екатеринбург: УрО РАН, 2000. 296 с.

Пушкарев Е. В., Рязанцев А. В., Третьяков А. А. и др. Гранатовые ультрамафиты и мафиты в зоне главного уральского разлома на Южном Урале: петрология, возраст и проблема образования // Литосфера. 2010. № 5. С. 101–133.

Рингвуд А. Е. Состав и петрология мантии Земли. М.: Недра, 1981. 584 с.

Салихов Д. Н., Беликова Г. И. К проблеме систематизации хромитовых руд Учалинского рудного района // Геологический сборник. № 7. Юбилейный выпуск ИГ УНЦ РАН. Уфа: Дизайн Полиграф Сервис, 2008. С. 135–143.

Сначев В. И., Савельев Д. Е., Рыкус М. В. Петрогеохимические особенности пород и руд габбро-гипербазитовых массивов Крака. Уфа, 2001. 212 с.

Степанец В. Г., Креммер А. Г. Магматизм Шакшанского задугового спредингового бассейна каледонид северо-востока Центрального Казахстана // Вулканизм и геодинамика: Материалы II Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2003. С. 321–326.

Bailey J. C., Frolova T. I., Burikova I. A. Mineralogy, geochemistry and petrogenesis of Kurile island-arc basalts // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1989. Vol. 102. P. 265–280.

Рудоносность черносланцевых отложений (на примере западного склона Южного Урала)

В последние десятилетия в различных регионах мира были открыты месторождения благородных металлов неизвестных ранее типов в углеродсодержащих осадочно-метаморфических комплексах, которые в настоящее время относятся к одному из самых перспективных типов месторождений золота и платиноидов. Как установлено, эти образования имеют широкое географическое распространение и приурочены к различным возрастным уровням от протерозоя до раннего мезозоя. Выявленные месторождения различаются между собой по масштабности оруденения, морфологии рудных тел, интенсивности гидротермально-метасоматической проработки вмещающих пород и, как следствие, по концентрации полезных компонентов.

В. В. Дистлер с соавторами подразделяют данные месторождения по морфологическим признакам на две группы. Первая включает в себя крупные объекты, в которых рудная минерализация образует зоны мощностью в десятки и первые сотни метров при значительной протяженности (до первых километров). Вторая представлена объектами, рудные тела которых при относительно небольшой мощности (первые сантиметры), имеют значительную протяженность по латерали и характеризуются высокими концентрациями полезных компонентов [Дистлер и др., 1996]. Кроме того, была установлена сульфидная прожилково-вкрапленная минерализация с промышленными содержаниями золота и ЭПГ, которая приурочена к «минерализованным зонам смятия», «зонам сульфидизации в углисто-терригенных породах» [Иванкин, Назарова, 1988], что явно указывает на отличие этих объектов от типично стратиформных.

И. Н. Томсон с соавторами [1993] предлагает выделять данные объекты в особую формацию – эндогенных «черных сланцев», представляющую собой особый тип углеродистых метасоматитов, минерализация которых обусловлена эндогенными процессами. Взаимоотношения между стратифицированными углеродсодержащими сланцами и «углеродистыми отложениями зон смятия» на сегодняшний день не вполне определены. С одной стороны, и те, и другие характеризуются набором одних и тех же элементов, имеющих повышенные по отношению к кларкам содержания, с другой – «стратифицированные» черносланцевые отложения и «углеродистые метасоматиты зон смятия» резко различаются по структурно-тектоническому положению.

На западном склоне Южного Урала углеродсодержащие отложения довольно широко распространены. В виде горизонтов переменной мощности они установлены в бурзянской (R_1) и юрматинской (R_2) сериях, в составе большеинзерской, суранской и юшинской свит нижнего рифея и практически во всех свитах среднего рифея. Проведенные исследования, результаты которых приводятся ниже, показали перспективность данных пород на комплексное благороднометальное оруденение.

Улуелгинско-Кудашмановская зона приурочена к Юрюзано-Зюраткульскому разлому и сложена породами среднерифейского возраста (рис. 1). Ранее здесь была выявлена Au-Ag-U-Th-REE минерализация, приуроченная к сложнодислоцированным углеродсодержащим сланцам, которые пространственно ассоциируются с маг-

матическими породами основного состава [Ковалев, 2004; Ковалев и др., 2010]. В результате детального изучения пород зоны были обнаружены многочисленные новообразованные минералы: самородные Au, Sn, Pb, Ag, сульфоселеноарсенид Au и Ag, фурутобеит $(\text{Cu,Ag})_6\text{PbS}_4$, соединения близкие к жеффруиту – $(\text{Ag,Cu,Fe})_9(\text{Se,S})_8$, промежуточные нестехиометричные соединения групп эвкайрита (CuAgSe) – штроемeyerита (AgCuS) – штернбергита $(\text{AgFe}_2\text{S}_3)$, хлораргирит, уранинит, коффинит, ураноцирцит, торит урановый, монацит и неидентифицированные редкоземельные фазы.

При изучении кварцево-жильной минерализации зоны в пробе-протоалочке из будинированной кварцевой жилы, сложенной серовато-белым полупрозрачным кварцем, было обнаружено самородное Au. Золотины имеют сложную форму и различаются по окраске (с красноватым оттенком и соломенно-желтые). Золото высокопробное, микронзондовым методом в его составе была обнаружена медь (от 0.21 до 0.41 мас. %), а содержания серебра варьируют в пределах 4.58–6.50 мас. %.

Суран-Ишлинская площадь расположена на левобережье р. Бол. Инзер (см. рис. 1) в зоне Караташского и Зюраткульского региональных разломов, где распространены углеродсодержащие сланцы, алевролиты и карбонатные породы суранской свиты (R_1). Прожилково-вкрапленное карбонат(кварц)-сульфидное оруденение развито в зонах дробления. Морфологически оно представлено линейной минерализованной зоной, вытянутой в северо-восточном направлении. Пробуренные скважины вскрыли глинистую кору выветривания по углеродистым кварц-серицит-хлоритовым сланцам, диабазам и карбонатным породам, мощность которой варьирует от 53.6 до 325.0 м. Коренные породы представлены сложнодислоцированными углеродсодержащими кварц-серицит-хлоритовыми сланцами с многочисленными кварцевыми и кварц-карбонатными прожилками и жилами, несущими пирит-пирротиную минерализацию. По результатам химико-спектрального анализа содержание Au в породах изменяется в пределах от 0.5 до >2.0 г/т (в единичных пробах установлено 3.05, 5.31 и 27.29 г/т). В коре выветривания обнаружены самородное золото и аурикуприд (Cu_3Au).

Т а б л и ц а

**Химический состав золота из кварцевой жилы
Улуелгинско-Кудашмановской зоны (мас. %)**

Точки локального анализа	Cu	Ag	Au	Сумма
a	0.36	6.50	92.65	99.52
b	0.22	6.29	93.41	99.92
c	0.26	5.52	94.17	99.96
d	0.41	4.88	94.54	99.84
e	0.22	5.64	94.08	99.93
f	0.21	4.58	95.10	99.89
g	0.27	5.77	93.90	99.94
h	0.26	4.72	94.73	99.72
i	0.30	5.27	94.29	99.86

П р и м е ч а н и е. Анализы выполнены на растровом электронном микроскопе РЭММА 202М в ИМин УрО РАН (аналитик В. А. Котляров).

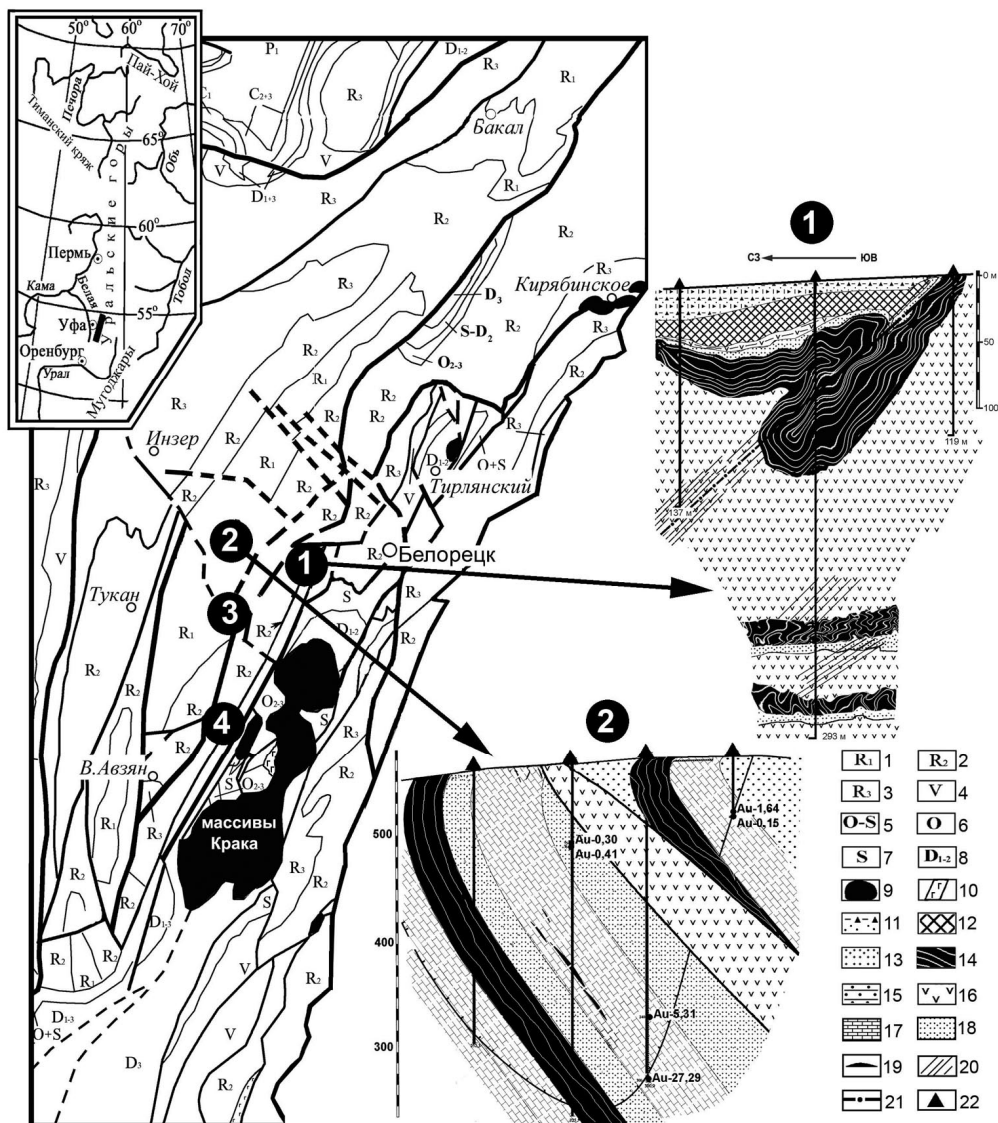


Рис. 1. Геологическая схема западного склона Южного Урала и разрезы Улуелгинско-Кудашмановской зоны (1) и Суран-Ишлинской площади (2).

1–8 – разновозрастные структурно-вещественные комплексы (1 – нижнерифейские, 2 – среднерифейские, 3 – верхнерифейские, 4 – вендские, 5 – ордовикско-силурийские, нерасчлененные, 6 – ордовикские, 7 – силурийские, 8 – девонские, нерасчлененные); 9 – ультраосновные массивы; 10 – габбро; 11 – кора выветривания; 12 – эпидот-кварц-хлоритовые сланцы; 13 – серицит-кварцевые алевросланцы; 14 – углеродсодержащие сланцы; 15 – кварцитопесчаники; 16 – апомагматические породы; 17 – карбонатные породы суранской свиты (R₁); 18 – песчаники, алевропесчаники; 19 – кварцевые и кварц-карбонатные жилы; 20 – зоны рассланцевания; 21 – тектонические нарушения; 22 – скважины. Цифры на разрезе (2) – содержания Au в г/т.

Интуратовская зона расположена в 3.5 км южнее пос. Ишля в полосе развития отложений суранской свиты (R_1), которые представлены переслаиванием тонко- и неяснополосчатых темно-серых и черных углеродсодержащих сланцев с толстоплитчатыми, серыми доломитами и доломитизированными алевропесчаниками. Здесь же присутствуют кварцевые жилы мощностью до 3 м, в которых содержится 2.2–2.4 г/т Au и 2.66–3.0 г/т Ag, а в пробах-протолочках были обнаружены 20 знаков мелкого (от 0.225×0.075 до 0.125×0.075 мм) золота неправильно-комковатой, уплощенно-изометричной формы с неровно-ноздреватой поверхностью.

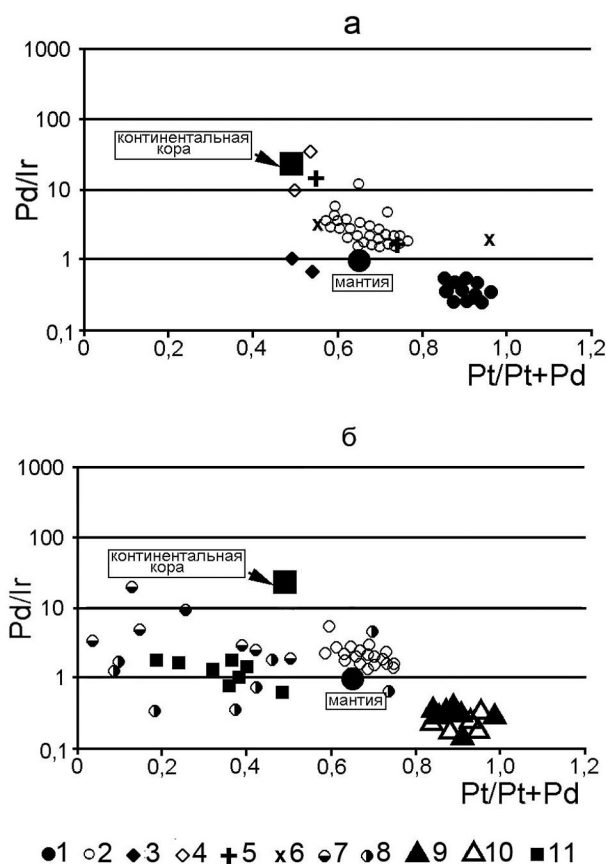


Рис. 2. Диаграммы Pd/Ir–Pt/Pt+Pd для магматических (а) и терригенных (б) пород Башкирского мегантиклинория.

1 – диабаз-пикритовое тело из основания Шатакского комплекса; 2 – магматические (диаграмма а) и терригенные (диаграмма б) породы Шатакского комплекса; 3 – магматические породы Магнитогорского мегантиклинория, по [Салихов, 1987]; 4 – дайки основных пород Среднего Урала по [Золотов и др., 2001]; 5 – Бушвельдский массив; 6 – Стиллуотерский массив; 7, 8 – по [Додин и др., 2000]; 7 – черные сланцы машакской свиты; 8 – черные сланцы юшинской свиты; 7, 8 – по [Сначев и др., 2007]; 9 – черные сланцы Улуелгинско-Кудашмановской зоны; 10 – черные сланцы из разреза по руч. Интурат; 11 – терригенные породы стратотипических разрезов, по [Ковалев, 2001].

Узянско-Кагармановская зона расположена в восточной части Башкирского мегантиклинория, в полосе развития пород авзянской (R_2) и зильмердакской (R_3) свит, вблизи контакта докембрийского разреза Башкирского мегантиклинория с палеозойским обрамлением. Этот район отличается широким развитием тектонических нарушений разных порядков, что, в целом, формирует его «мозаично-блоковое» строение. Породы зоны представлены переслаиванием зеленовато-серых глинистых сланцев, мелкозернистых кварцитопесчаников и углеродсодержащих сланцев. В химическом составе последних было установлено 1.0–3.21 г/т Au и 0.4–0.8 г/т Ag при повышенных количествах платиноидов (Pt 20–270, Pd 10–140, Ru 5–70, Rh 1–5 мг/т).

Особенности генетической природы благороднометальной специализации черносланцевых пород западного склона Южного Урала выявляются при анализе диаграмм Pd/Ir–Pt/Pt+Pd (рис. 2), из которых следует, что она обусловлена пространственной совмещенностью с магматическими породами, имеющими геохимическую специализацию, близкую описанной на Бушвельдском и Стиллуотерском массивах. При этом для терригенных пород Шатакского комплекса, черносланцевых отложений Улуелгинско-Кудашмановской и Интуратовской зон характерна «сидерофильная» направленность геохимической специализации «мантийного облика», что является прямым доказательством ее формирования в результате воздействия на осадочный субстрат флюидной фазы, связанной с рифтогенным магматизмом. В случае, когда связь с магматизмом отсутствует, в породах наблюдается большой разброс компонентов, не позволяющий говорить о перспективности данных образований на обнаружение благороднометального оруденения.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 11-05-12002) и Министерства образования и науки (Госконтракт № 14.740.11.0189.14).

Литература

Дистлер В. В., Митрофанов Г. Л., Немеров В. К. и др. Форма нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 6. С. 467–484.

Додин Д. А., Чернышев Н. М., Яцкевич Б. А. Платинометалльные месторождения России. СПб: Наука, 2000. 755 с.

Золотов К. К., Волченко Ю. А., Коротеев В. А. и др. Платинометалльное оруденение в геологических комплексах Урала. Екатеринбург: ОАО УГСЭ, 2001. 198 с.

Иванкин П. Ф., Назарова Н. И. Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. М.: Недра, 1988. 254 с.

Ковалев С. Г. Содержания и распределение МПГ в осадочных породах // В кн.: Полезные ископаемые Республики Башкортостан (металлы платиновой группы). Уфа: Экология, 2001. С. 201–208.

Ковалев С. Г. Сложнодислоцированные углеродсодержащие породы западного склона Южного Урала // Доклады АН. 2004. Т. 396. № 4. С. 511–514.

Ковалев С. Г., Крюнов Д. И., Мичурин С. В. Первая находка минералов урана и тория в черносланцевых породах Южного Урала // Доклады АН. 2010. Т. 430. № 6. С. 797–801.

Салихов Д. Н. Платина, палладий и иридий в габбро-базальтовых породах Магнитогорского мегасинклинория // Микроэлементы в магматических, метаморфических и рудных формациях Урала. Уфа, 1987. С. 4–9.

Сначев В. И., Пучков В. Н., Савельев Д. Е. и др. Рудоносность углеродистых отложений северной половины Маярдакского и Ямантауского антиклинориев // Геологический сборник № 6. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. С. 227–232.

Томсон И. Н., Полякова О. П., Полохов В. П., Нивин В. А. Условия образования эндогенных «черных сланцев» в Приморье // Геология рудных месторождений. 1993. Т. 35. № 4. С. 344–351.

Ю. А. Поленов, В. Н. Огородников, В. В. Бабенко
Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург
igg.gl@ursmu.ru

Кварцевые жилы Березовского золоторудного месторождения – классические объекты полихронного и полигенного генезиса

В настоящей работе дается систематизированное описание кварцевых жил Березовского золоторудного месторождения по материалам авторов с использованием опубликованных работ других исследователей. Фактические материалы, изложенные в многочисленных работах, проанализированы с учетом новых геотектонических и минерагенических концепций [Поленов, 2008; Пучков, 2010; Сазонов и др., 2001] и современных методов исследования вещества.

Первоначально систематика кварцево-жильных образований была разработана во многом на примере месторождений кварцевого сырья. Но после посещения представительных уральских золоторудных месторождений кварцево-жильного типа Среднего и Южного Урала и сбора фактического геологического материала по всем типам кварцевых жил этих месторождений нами выявлены общие закономерности генезиса и локализации кварцево-жильных образований для рудных и нерудных месторождений. Наиболее представительным золоторудным месторождением является Березовское, на примере которого и рассмотрим закономерности образования и локализации кварцевых жил рудных и нерудных формаций.

Березовское рудное поле расположено в 12 км на северо-восток от г. Екатеринбург в пределах Медведевско-Арамильской зоны Восточно-Уральской мегазоны. Это месторождение получило мировую известность не только благодаря своему богатству золотом и минеральному разнообразию, но и благодаря оригинальному геологическому строению. Во-первых, на Березовском рудном поле площадью не более 50 км² задокументировано более 350 даек гранит-порфиров, к которым приурочены все полосовые золотоносные кварцевые жилы. Таких жил, даже в малых количествах, нет на других золоторудных месторождениях и рудопроявлениях. Во-вторых, начиная с 1747 г. по 2003 г. на Березовском руднике добыто 128,5 т рудного золота. В-третьих, структурным бурением установлено, что в центральной и северной частях месторождения оруденение прослеживается до глубины 1–1,2 км. В-четвертых, особенности поступления гидротермальных растворов в открытые полости привели к образованию кварцевых жил выполнения, часто переходящих в минерализованные трещины и небольшие полости с кристаллами кварца и вмещающих золотоносные сульфиды.

Собственно месторождение представлено крупной серией даек гранит-порфиров, имеющих преимущественно субмеридиональное и северо-восточное, реже субширотное простирание. Большая часть даек имеет крутое падение. Дайки по большей части беззитизированы, и в них локализованы полосовые («лестничные») кварцевые жилы, ориентированные по нормали к зальбандам даек. Кроме лестничных, на месторождении развиты красичные кварцевые жилы. Последние представляют собой жилы, пронизывающие как дайки, так и вмещающие их породы, или без связи с дайками и развившиеся по тектонически ослабленным зонам субширотного простирания.

На площади месторождения закартированы кварцевые жилы трех формаций: шеелит-турмалин-кварцевой, золотоносной и хрусталеносной, пиррофиллит-турма-

лин-кварцевой [Кутюхин, 1938; Бородаевский, Бородаевская, 1947; Юминов и др., 1995; Сазонов и др., 2001]. Шеелитсодержащие турмалин-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые жилы сформировались во время ранней коллизии – 314–285 млн лет [Сазонов и др., 1989; 2001; Ферштатер, 2001]. Формирование хрусталеносных и пиррофиллит-турмалин-кварцевых жил, по нашему мнению, связано с процессами позднеколлизийного этапа магматизма и метаморфизма (270–220 млн лет). Все кварцевые жилы на первоначальной стадии своего образования были жилами выполнения. Воздействие последующих разновременных геологических процессов значительно усложнило строение и минеральный состав этих жил, и теперь их следует относить к кварцевым жилам сложной онтогении полигенной и полихронной природы.

Остановимся на динамике образования и преобразования кварцевых жил Березовского золоторудного месторождения.

Уральские золоторудные месторождения кварцево-жильного типа генетически связаны с массивами гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации [Сазонов и др., 2001; Ферштатер, 2001]. Березовское месторождение располагается в надинтрузивной зоне Шарташского гранитного массива и связано с его становлением. Возраст адамеллитов Шарташского массива 328 ± 18 млн лет [Ферштатер, 2001]. Гранитоиды Шарташского массива являются следствием многократного ступенчатого анатексиса в надсубдукционной зоне. Как отмечает Г. Б. Ферштатер [2001], палеозойский анатексис на Урале протекал в условиях близких к флюидонасыщенным, а характерной особенностью рудоносных комплексов является длительность их формирования. По нашим представлениям, этим обстоятельством обусловлена многократная дискретность поступления флюидов для формирования кварцевых жил и рудной минерализации.

Со вторым этапом развития месторождения связано образование серии даек гранитоидов. Рудное поле приурочено к меридиональному грабену проседания осевой части Шарташского гранитного массива, а краевые разломы грабена маркируются поясами разновозрастных даек [Кутюхин, 1938; Бородаевский, Бородаевская, 1947; Бабенко, 1978]. В условиях сжатия в широтном направлении и растяжения в меридиональном сформировались семь серий даек. Их формирование проходило, когда апикальная часть массива уже находилась в консолидированном состоянии, что подтверждается залеганием даек как в гранитах, так и во вмещающих породах.

В следующий этап дайки гранитоидов под воздействием глубинного высокотемпературного гидротермального флюида претерпели интенсивное объемное метасоматическое преобразование в виде лиственизации-березитизации [Сазонов, 1998]. Всем этим процессам предшествовали импульсы тектонических подвижек [Бабенко, 1978]. Одновременно с березитизацией даек гранитоидов в эндо- и экзоконтакте кровли Шарташского массива по тектоническим трещинам прошли метасоматические процессы с образованием эйситов и гумбеитов [Сазонов и др., 2001; Поленов, 2008].

В этот же этап сформировались шеелитоносные кварцевые жилы, которые располагаются вне даек и образуют самостоятельные жильные поля. В основном, они сложены кварцем, содержащим неравномерные вкрапления шеелита и турмалина. В формировании этого типа жил выделяются две стадии. В раннюю стадию, под воздействием высокотемпературных газовых растворов, в закрытых трещинах сколового характера проходило замещение горных пород с образованием гумбеитовых оторочек и метасоматического кварца. Во вторую стадию, в результате тектонических

подвижек, метасоматические кварцевые тела претерпели изменения, что привело к образованию плитчатого жильного кварца и отложению крупнозернистого полупрозрачного молочно-белого кварца в центральных частях жил. Поэтому в зальбандах шеелитоносных жил находится мелкозернистый плитчатый метасоматический кварц, а в центральных частях – крупно-гигантозернистый, порой шестоватый, кварц.

Первоначальный молочно-белый, опалесцирующий, «масляный» кварц, детально исследованный Л. И. Колтуном [1957], переполнен микроскопическими включениями. Для этого кварца характерны существенно газовые включения с постоянным соотношением фаз. Газ занимает в них примерно 70–65 % площади включения, а жидкость – 35–30 %. Эти включения гомогенизируются при температурах 420–370 °С. Температура кристаллизации молочно-белого крупно-гигантозернистого жильного кварца жил Березовского золоторудного месторождения по данным изучения флюидных включений соответствует 360–290 °С при давлении 3.4–1.9 кбар и солёности флюида 15.3–9.2 мас. % NaCl экв. [Бакшеев и др., 1998]. РТ-параметры образования кварца коррелируются с РТ-параметрами формирования гумбеитов. По доломит-кальцитовому термобарометру А. С. Таланцева образование гумбеитов Кедровского шеелитового месторождения (Березовское рудное поле) проходило при Т 390–430 °С и Р 2.2–1.9 кбар [Сазонов и др., 2001].

В очередной этап произошло формирование жил золотоносной формации. Как было отмечено Н. И. Бородаевским [1947], между жилами, залегающими в дайках (полосовыми) и во вмещающих породах (красичными), нет никаких принципиальных различий как в структурном, так и генетическом отношении. Оба типа этих кварцевых жил являются телами выполнения и приурочены к трещинам тектонического происхождения.

Исследователями выделяются четыре последовательные стадии формирования рудных тел на месторождении: 1) стадия жильного кварца I, анкерита и пирита I; 2) стадия кварца II и главной массы сульфидов; 3) стадия мелкозернистого пирита и мелкозернистого кварца; 4) стадия кальцита.

Ранний кварц-I образует индукционные поверхности совместного роста с шеелитом; поздний кварц-II образует тесные срастания с блеклыми рудами и айкинитом – типичными минералами продуктивной ассоциации. По данным исследования флюидных включений в кварце-I и шеелите, РТ-параметры их формирования следующие: температура гомогенизации 360–290 °С. (мода 340 °С), давление 3.3–1.4 кбар (мода 2.5 кбар) и солёность флюида 15.3–9.2 мас. % NaCl-экв. РТ-параметры формирования кварца-II: температура гомогенизации 300–270 °С, давление 3.5–0.9 кбар (мода 1.5 кбар) и солёность флюида 17.0–8.4 мас. % NaCl- экв. [Бакшеев и др., 1998]. Изотопный состав кислорода, водорода, углерода и серы флюида сульфидно-кварцевых жил отвечает магматическому источнику [Викентьева, 2000]. Формирование золотоносных кварцевых жил Березовского месторождения происходило из хлоритипных гидротермальных флюидов [Сазонов и др., 2001].

Для Березовского месторождения характерен серый, светло-серый, мелкозернистый, нередко сахаровидный, жильный кварц, ассоциирующий с пиритом, халькопиритом и другими сульфидами, локализующийся в виде небольших скоплений неправильной формы в зонах массивного молочно-белого или серовато-белого кварца. Эти участки, как правило, имеют и наиболее повышенную золотоносность. По многочисленным наблюдениям, этот кварц имеет метасоматическое происхождение и тесно связан с этапами золотооруденения. «Рисовый» кварц переполнен округлыми или неправильными флюидными включениями размером 0.001–0.01 мм. Среди об-

щей массы включений выделяются двухфазовые газово-жидкие и сложные с жидкой углекислотой. Температура гомогенизации двухфазовых включений колеблется от 280 до 70 °С. Все включения с углекислотой, несомненно, вторичного происхождения и характеризуются различным соотношением фаз [Бакшеев и др., 1998]. Образование «рисового» кварца происходило в интервале температур 280–140 °С.

При визуальном рассмотрении полосовых кварцевых жил в горных выработках отмечается их малая мощность (обычно 1–5, редко 10 см) и большая плотность на одном погонном метре, что свидетельствует о региональном масштабе тектонических подвижек с небольшой амплитудой раскрытия.

Другой характерной особенностью красичных и полосовых жил является обилие первичных друзовых пустот, особенно в верхних горизонтах месторождения. По генезису эти кварцевые тела следует относить к минерализованным полостям [Поленов, 2008]. Формирование кварцевых жил произошло в первую стадию – стадию жильного кварца I, анкерита и пирита I. Как показано В. В. Бабенко [1978], движение флюидов осуществлялось по тектоническим трещинам, приоткрывание которых шло, главным образом, по поверхностям лежащих боков даек гранитоидов. После поступления кремнийсодержащего флюида подводящие каналы могли захлопываться, и дальнейшая кристаллизация проходила в закрытой системе. В таких условиях формируются кварцевые жилы выполнения, а недостаток во флюиде SiO_2 приводит к созданию остаточных полостей. С глубиной отработки месторождения количество и размеры полостей уменьшаются, поскольку ближе к источнику флюида выполнение трещин кварцем было наиболее интенсивным. Друзовые пустоты в жилах представляли собой места локализации золотоносных сульфидов. При полном заполнении пустот сульфиды облекают ранее образовавшиеся здесь кристаллы кварца, часто корродируют, растворяют их, цементируют отдельные сломанные кристаллы. Наличие друзовых пустот, не заполненных сульфидами, свидетельствует об отсутствии подводящих каналов в виде разломов и трещин. Друзовые пустоты, не заполненные сульфидами, чаще наблюдаются в мощных убогих жилах с незначительной концентрацией сульфидов [Кутюхин, 1938].

На заключительном этапе формирования кварцево-жильных образований на Березовском золоторудном месторождении произошло становление кварцевых жил выполнения с хрусталеносной и пиррофиллитовой минерализацией. В целом, пиррофиллитсодержащие кварцевые жилы являются пострудными образованиями и непродуктивны по золоту [Бородаевский, Бородаевская, 1947; Юминов и др., 1995]. По данным В. Н. Сазонова [2001], пиррофиллитовые метасоматиты формировались кислыми флюидами, проникавшими по трещинным структурам на площади развития ранней лиственитизации. Абсолютный возраст пиррофиллитсодержащих кварцевых жил 230–220 млн лет [Сазонов и др., 2001]. Отсутствие в пределах Березовского рудного поля генетической связи между золотоносными и пиррофиллитсодержащими кварцевыми жилами подтверждается результатами изучения их термобарогеохимии [Викентьева, 2000; Бакшеев и др., 1998]. Повышенное содержание турмалина в пиррофиллитсодержащих кварцевых жилах свидетельствует о повышенном содержании фтора и бора в гидротермальном флюиде, что говорит о генетической связи этих флюидов с фторсодержащими гранитоидами поздней коллизии.

Таким образом, многочисленные геологические наблюдения и результаты исследования минералов в комплексе дают основание для утверждения, что кварцевые жилы Березовского золоторудного месторождения – классические объекты полихронного и полигенного генезиса.

Литература

- Бабенко В. В.* Структурные условия размещения и зональность оруденения Березовского месторождения (Урал) // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1978, № 10. С. 114–126.
- Бакшеев И. А., Прокофьев В. Ю., Устинов В. И.* Условия формирования жильного кварца Березовского золоторудного поля, Средний Урал, по данным изучения флюидных включений и изотопным данным // Уральская летняя минералогическая школа–1998. Екатеринбург: УГГА, 1998. С. 41–49.
- Бородаевский Н. И., Бородаевская М. Б.* Березовское рудное поле М.: Metallurgizdat, 1947. 264 с.
- Викентьева О. В.* Березовское золоторудное месторождение на Урале: геологическое строение, минералого-геохимические особенности и условия образования. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2000. 184 с.
- Кутюхин П. И.* Кварцевые золото-вольфрамовые жилы Березовского месторождения и их вещественный состав. Свердловск: фонды УГГА, 1938. 152 с.
- Поленов Ю. А.* Эндогенные кварцево-жильные образования Урала. Екатеринбург: УГТУ, 2008. 269 с.
- Пучков В. Н.* Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
- Сазонов В. Н., Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А.* Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГА, 2001. 622 с.
- Ферштатер Г. Б.* Гранитоидный магматизм и формирование континентальной земной коры в ходе развития Уральского орогена // Литосфера. 2001. № 1. С. 62–85.
- Юминов А. М., Сияковская И. В., Зайков В. В.* Пирофиллитовая минерализация в жилах Березовского золоторудного поля (Урал) и ее аналоги // Уральский минералогический сборник № 5. Миасс: ИМин УрО РАН, 1995. С. 115–138.

Ю. И. Бакулин

*Тихоокеанский государственный университет, г. Хабаровск,
y-1936@yandex.ru*

Полигенетическая природа карлинского (невадийского) типа золотого оруденения

Главная особенность этого интересного в геолого-промышленном и генетическом аспектах типа золотого оруденения заключается в его полигенетической природе, обусловленной сочетанием специфических условий геологического развития:

- условий седиментации, обеспечивших формирование в больших объемах рассеянного тонкодисперсного золота в карбонатных (доломитовых) комплексах;
- наложением постмагматического гидротермального оруденения, обычно несопоставимо меньшего масштаба (но не всегда) и
- наложением процессов выветривания карбонатных комплексов, сопровождавшихся многократным увеличением концентраций золота и ростом (укрупнением) золотин.

Различные сочетания перечисленных процессов, вариации их масштабов и неоднократность выветривания создают большое разнообразие представителей описываемого типа золотого оруденения, но их главной особенностью является природное обогащение рассеянным золотом в ходе выветривания карбонатных толщ. Нужно

сказать, что значительно раньше этот тип оруденения был известен на юго-востоке Сибирской платформы как куранахский [Казаринов, 1969].

На основе работ [Бакулин, 1998; Бакулин и др., 2001] приведем характеристику невадийского типа оруденения.

1. Особенности седиментационных бассейнов заключаются в хемогенном и органическом осадконакоплении при весьма ограниченном поступлении кластогенного материала, представленного, в основном, пелитовым материалом удаленного сноса. Для доломитового отложения в прошлом была свойственна повышенная температура среды (до 200 °С) и медленное осадконакопление (0.09 м за 1 млн лет). Основным фактором формирования высокого геохимического фона доломитов является длительный контакт на границе раздела осадок–морская вода, способствующий сорбции металлов осадком из морской воды. По данным Р. Хорна, морская вода содержит 0.000004 мг/л Au в виде AuCl_2^- , а время пребывания в среде – не менее $5.6 \cdot 10^5$.

2. Геолого-структурные условия таких бассейнов – жесткие массивы и платформы (краевые части), которые определяют сравнительно слабую тектоническую нарушенность.

3. Приведенный обзор генетических особенностей и характерных свойств руд невадийского типа предопределяет наличие общих признаков с рудами самых разнообразных генетических типов. По мере перемещения от жесткого сооружения к прогибу можно видеть сопряженность с месторождениями золота других важных геологических типов – углеродистых черносланцевых и типа бендиг (алахюньские) месторождений.

С другой стороны, многоэтапность и разнообразие условий образования месторождений определяют своеобразие каждого представителя при сохранении главных признаков. Рассмотрим некоторые из них.

Особенности седиментации несут массу признаков осадконакопления в пограничной зоне платформенного шельфа и подвижной области (перикратонного или геосинклинального прогиба). Вдоль их границы существовала конседиментационная зона повышенной тектонической активности, по которой происходил срыв различных фациальных разностей пород и их взаимное надвигание. В штате Невада осадочные формации геосинклинального прогиба разрывались вдоль Антлеровского орогенного пояса и надвигались на платформенный карбонатный шельф, а месторождения находятся в тектонических окнах покрова. Китайские геологи в качестве седиментационной обстановки описывают турбидитовые бассейны. По-видимому, в данном случае имеет место залегание карбонатных пород шельфа в виде олистоостромы, смещенной в прилегающий седиментационный бассейн. Отложения мутьевых потоков, отмеченные на месторождениях Скример и Голдбаг Родео в штате Невада, могут представлять продукты изменений в пласте в ходе литификации и эпигенетических изменений. Таким образом, по особенностям седиментации и последующих тектонических деформаций отчетливо выделяются месторождения в формациях платформенного чехла (юго-восток Сибирской платформы, восточная часть штата Невада и штат Юта в США, платформа Янцзы и др. в КНР), пограничных структур типа перикратонных и краевых прогибов (Тас-Юрх, Россия).

Эпигенетические изменения являются слабоизученной областью всей сферы вещественных преобразований руд типа карлин, в особенности в части вклада их в формирование оруденения. В принципе, нет оснований исключать на стадии диагенеза декарбонатизацию в тех объемах, которые приводят к образованию руд и формированию такого облика пород, который позволяет их диагностировать как известковистые сланцы, известковистые алевролиты и песчаники, джаспероиды [Школьник и др., 2011]. Только таким образом можно объяснять в целом ряде ситуаций генезис

вышеназванных пород на месторождении Куранах, ряде месторождений Карлинского тренда, на месторождении Багуамья и на группе месторождений рифта Ляодон [Yang, 2000].

Метаморфизм для невадийского типа не характерен, т.к. он распространяется, главным образом, среди консолидированных структур. При карбонатном осадконакоплении в бассейнах древнее палеозойских возможно последующее наложение метаморфизма (выше упомянутые месторождения рифта Ляодон в раннепротерозойских породах), но для последующей переработки в зоне гипергенеза они становятся мало благоприятными.

Магматизм и характер складчатости рассматривались ранее. Повышение их интенсивности исключает масштабные наложения гипергенных процессов.

Условия корообразования являются ведущим классификационным и диагностическим признаком. Индикатором развития палеокор являются наложенные процессы тектоно-магматической активизации, в особенности прогибы. Они также благоприятны для глубинного карстообразования.

Исходя из перечисленных особенностей образования руд характеризуемого типа, можно построить генетическое древо золотого оруденения, прогнозировать еще не известные типы и предсказывать свойства объектов прогнозируемых территорий.

Литература

Бакулин Ю. И. Месторождения тонкодисперсного золота невадийского типа – тип регенерированных первично осадочных месторождений // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 4. С. 126–128.

Бакулин Ю. И., Буряк В. А., Пересторонин А. Е. Карлинский тип золотого оруденения. Хабаровск: ДВИМС, 2001. 160 с.

Казаринов А. И. К вопросу о генезисе золоторудных месторождений куранахского типа // Золоторудные формации Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. С. 125–135.

Школьник Э. Л., Иванов В. В., Сафронов П. П. и др. Результаты детального минералогическо-геохимического исследования коллекции пород и руд золотых месторождений карлинского типа штата Невада (США), анализ имеющихся материалов по строению и составу таких месторождений для определения типовых особенностей с целью выявления их аналогов в других регионах мира. М.: Эслаан, 2011. 136 с.

Yang D. Characteristics and genesis of fine-clastic rock-type Au deposits in the Liaodong rift // Acta Geologica Sinica. 2000. Vol. 74. №. 3. P. 570–576.

А. И. Голубев, А. Е. Ромашкин, Д. В. Рычанчик
Институт геологии Карельского НЦ РАН, г. Петрозаводск
golubev@krc.karelia.ru

Эвапоритовые обстановки раннего протерозоя Карелии: условия формирования галитовой и сульфатной толщ в Онежской структуре

Впервые обнаруженные докембрийские эвапоритовые образования были вскрыты при бурении Онежской параметрической скважины (ОПС) в 2009 г. Скважина глубиной 3500 м была пройдена в западной части Онежской синклинальной структуры в пределах Кондопожской синклинали второго порядка. Скважина вскры-

ла нижнепротерозойские (калевийские–ятулийские) образования Северо-Онежского синклинория и вошла в архейское гранито-гнейсовой основание Онежской структуры. Несмотря на относительно небольшой выход kernового материала, скважиной вскрыты интереснейшие части разреза суйсарской, заонежской и туломозерской свит, в т.ч. уникальные для нижнего протерозоя ангидрит-магнезитовые и галитовые образования [Морозов и др., 2010]. Сохранность этих толщ может объясняться их глубоким залеганием (2400–2950 м) в центральной части пологой синклинали второго порядка Онежской структуры.

Раннепротерозойский этап развития докембрия Карелии (2.5–1.8 млрд лет) характеризовался условиями рифтогенного геотектонического режима, мощными проявлениями базитового и ультрабазитового магматизма, терригенным, хемогенно-терригенным седиментогенезом и массовым развитием углеродсодержащих пород. Онежская синклинорная структура, расположенная в ЮВ части Фенноскандинавского щита, является стратотипической для вулканогенно- и терригенно-осадочных отложений ятулийского, людиковийского и калевийского уровней карельского цикла. Среди нижнепротерозойских образований здесь хорошо представлены образования возраста 2.5–1.75 млрд лет. Снизу вверх это породы сумийского (2.4), сариолийского (2.3), людиковийского (1.95), калевийского (1.92) и вепсийского (1.75) надгоризонтов¹. Если для сумийского и сариолийского комплексов накопление углерода не характерно, то для ятулийских, людиковийских и калевийских пород характерно массовое накопление карбонатного и/или свободного углерода и разнообразная по составу магматическая активность различной степени напряженности. На калевийском уровне спадает как вулканическая активность, так и накопление углерода.

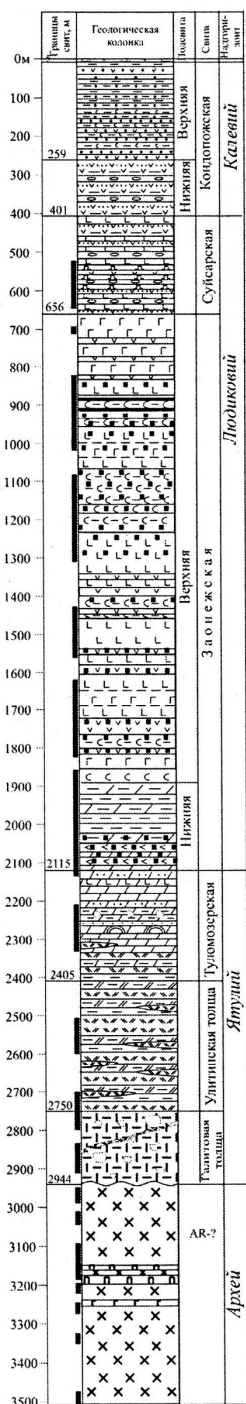
Онежская параметрическая скважина (ОПС), заданная для заверки опорных геофизических профилей, была пробурена вертикально, забой скважины 3537 м; из них без отбора керна пробурено 1775 м, с отбором керна – 1758 м, выход керна составлял 35.5–66.9 % в зависимости от типа пород и кернаотборного снаряда. Общий разрез ОПС, положение интервалов kernового бурения приведены на рисунке 1. Интерпретация безкernовых интервалов выполнялась по результатам исследований шлама и карротажным данным сотрудниками ОАО НПП «Недра» (г. Ярославль) и ФГУП «ВСЕГЕИ» [Онежская..., 2011]. Разрез, в целом, совпал с моделью, предложенной сотрудниками Института геологии КарНЦ РАН при проектировании ОПС за исключением сульфатных и галитных образований, сохранность которых никто не мог предполагать [Шаров и др., 2007].

В разрезе ОПС (сверху вниз) в диапазоне до глубины 401 м выявлены терригенные отложения кондопожской свиты калевийского надгоризонта. Они представлены переслаиванием аргиллитов, алевролитов, песчаников (в т.ч. углеродсодержащих – шунгитоносных) с различными туффоидами, туфоконгломератами.

Интервал 401–656 м представлен покровами базальтов и пикробазальтов суйсарской свиты людиковийского надгоризонта, переслаивающимися с туфами и туфопесчаниками аналогичного состава.

В интервале 656–2115 м встречены образования заонежской свиты людиковийского надгоризонта. Ее верхняя часть (верхняя подсвита) представлена переслаиванием алевролитов, алевропелитов и туффигов, в различной степени обогащенных органическим углеродом (шунгитом) с потоками базальтов, прослоями массивных шунгитов, силицитами и карбонатными породами; здесь также встречены согласные тела

¹ Указана верхняя граница надгоризонтов, здесь и далее возраст в млрд лет.

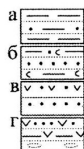


Условные обозначения



Четвертичные отложения. Валуны, гальки, сутлинки

Кондопожская свита



а - Аргиллиты, алевролиты, песчаники,

б - Шунгитсодержащие алевролиты и аргиллиты

в - Массивные вулканомиктовые песчаники, алевролиты,

г - Туфопесчаники, туффиты, базальтовые туфы, с прослоями туфоконгломератов

Суйсарская свита

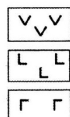


а - Чередование туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоконгломератов

б - базальтовые, пикробазальтовые туфы,

в - покровы: 1 - базальтов, 2 - пикробазальтов

Заонежская свита



Тонкозернистые базальтовые туфы

Мидалекаменные базальты

Долериты



Черные слоистые углеродистые сланцы



Горизонт массивных шунгитов



Кремнисто-шунгитистые базальтовые туфы



Тонкое переслаивание серых, коричневатых, розовых, зеленоватых доломитистых пелитов



Переслаивание серых доломитов и амфибол-флогопит-альбитовых туффитов



Тумозерская свита



Доломиты



Переслаивание доломитистых пелитов, песчаных доломитов, полевошпат-кварцевых алевропелитов и кварцевых песчаников



Прослои в доломитах:



а - доломитистых алевропелитов со стяжениями доломита по ангидриту, б - строматолитовых доломитов



в - доломит-магнетитовых пород



Улитинская толща

Переслаивание массивных ангидрит-магнетитовых пород, пелитоморфных магнетитов и пестроцветных кварц-полевошпатовых туфоалевролитов с линзами альбит-ангидрит-магнетитового состава



Переслаивание массивных ангидрит-магнетитовых пород, пелитоморфных магнетитов и пестроцветных кварц-полевошпатовых туфоалевролитов с линзами альбит-ангидрит-магнетитового состава



Каменная соль с обломками различных пород и жилами альбит-ангидрит-карбонатного состава



Граниты



Пикриты



Габбро



а - Границы: а - геологических тел, слоев;

б - структурных и фациальных разновидностей пород



а - Сульфидное оруденение: а - прожилково-вкрапленное,

б - массивное



Интервалы, пройденные с керном

Рис. 1. Обобщенный разрез Онежской параметрической скважины по [Онежская..., 2011].

долеритов. Нижняя часть (нижняя подсвита) представлена тонкослоистыми доломитистыми пелитами, алевролитами, практически без шунгитового вещества.

С глубины 2115 м начинаются образования ятулийского надгоризонта и продолжают до отметки 2944 м. До глубины 2405 м выделяется туломозерская свита, состоящая преимущественно из доломитов, среди которых встречены строматолитовые и обломочные разновидности. Они переслаиваются с пестроцветными алевропелитами и полевошпат-кварцевыми прослоями. Отмечаются многочисленные псевдоморфозы по гипсу и соли. В низах пачки попадают магнезит и ангидрит. В интервале 2405–2750 м выделена существенно сульфатная ангидрит-магнезитовая пачка (улитинская толща). Она представлена переслаиванием массивных ангидрит-магнезитовых, пелитоморфных магнезитов и кварц-полевошпатовых алевропелитов. С глубины 2750 до 2944 м находится каменная соль – галитовая толща, представляющая собой массивную крупнокристаллическую массу с большим количеством фрагментов различных вмещающих пород и примесью ангидрита и магнезита.

С глубины 2944 м и до забоя скважина вскрывает архейский фундамент Онежской структуры. Он представлен гранитами и гнейсогранитами, отмечаются субпластовые тела габброидов и пироксенитов.

Рассмотрим более детально некоторые особенности строения ключевых фрагментов разреза. Сульфатная (ангидрит-магнезитовая) пачка – улитинская толща мощностью около 350 м – была выделена ниже карбонатной части туломозерской свиты (контакт не вскрыт). Пачка представлена переслаиванием ангидритовых, доломитовых и магнезитовых прослоев с примесью терригенного алевроитового материала. Толща отчетливо слоистая, с многочисленными проявлениями пластичных седиментогенных/диагенетических деформаций и брекчирования (рис. 2). Составы некоторых пород толщи приведены в таблице 1.

Переход в нижележащую галитовую толщу мощностью около 200 м вскрыт, но непосредственный контакт в керне отсутствует. Галитовая толща имеет общий красноватый оттенок (от светло-серо-розоватого до насыщенного красного); слоистость ей не свойственна. Толща содержит многочисленные включения вмещающих пород, обычно сильно измененных. Встречаются и крупные фрагменты мономинерального магнезита. Галит перекристаллизован в крупные (до 1–1.5 см) кристаллы и насыщен мелкими включениями ангидрита и магнезита (рис. 2). Некоторые составы породы приведены в таблице 2.

Таблица 1

**Химический состав ангидрит-магнезитовых пород улитинской толщи,
мас. % по [Онежская..., 2011]**

Породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ общ.	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП	Сум- ма
1	6.67	<0.1	<0.5	0.2	0.017	25.2	17.6	0.025	0.033	<.05	25.3	74.7
1	1.77	0.029	<0.5	0.39	0.057	26.6	18.2	0.025	0.15	0.09	26.3	73.6
2	36.1	0.68	11.7	6.95	0.057	21.5	0.3	1.72	2.67	<.05	18.3	100
3	3.26	0.02	<0.5	0.24	0.03	48.1	4.4	0.025	0.12	0.22	43.7	100
4	56.2	0.69	16.1	5.62	0.061	5.16	0.97	6.48	4.42	<.05	4.15	99.9
4	52.1	0.56	15.1	4.84	0.051	8.75	1.9	5.34	4.85	<.05	6.14	99.6

Примечание. 1 – ангидрит-магнезитовая порода, 2 – пелитоморфный магнезит, 3 – магнезит, 4 – кварц-полевошпатовые алевролиты.

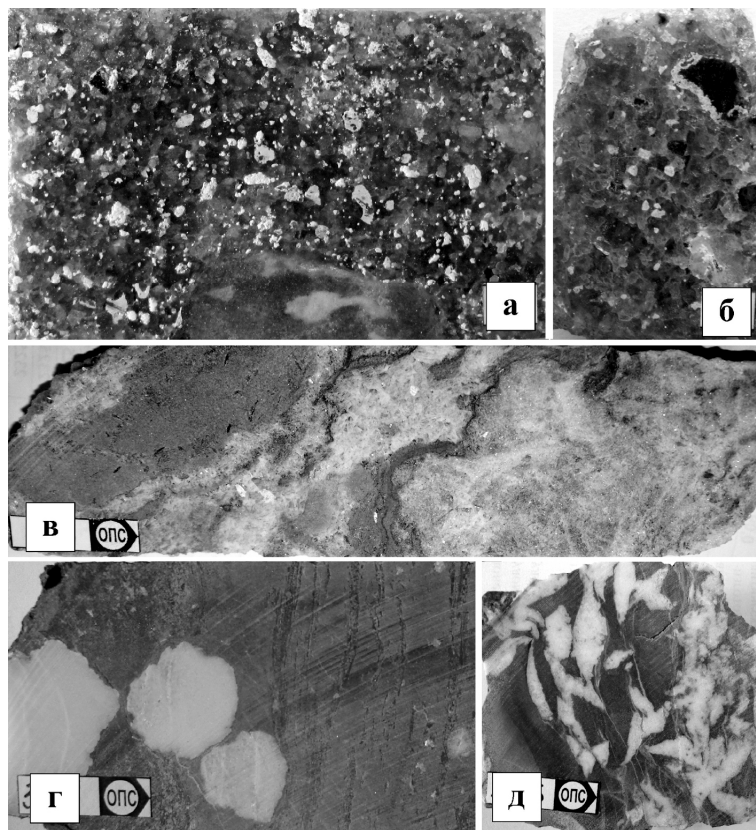


Рис. 2. Характерные текстуры ятулийского надгоризонта (фото керн ОПС): а, б – галитовая толща, крупные включения – фрагменты вмещающих пород, мелкие светлые выделения – кристаллы ангидрита и магнезита; в – улитинская толща; г, д – туломозерская свита, псевдоморфозы доломита по гипсу (светлое).

Вышележащая карбонатная (доломитовая) толща туломозерской свиты мощностью около 300 м содержит хомогенные и обломочные карбонатные прослои с проявлениями строматолитовых образований [Медведев, Макарихин, 2010] и прослои алевролитов, следы деформаций и гипсовой тектоники (брекчии обрушения и псевдоморфозы карбоната по гипсу) (рис. 2). Алевролитовые (аргиллитовые) прослои содержат многочисленные псевдоморфозы по галиту. Эти известные факты позволяли предполагать существование в ятулийское время эвапоритовых обстановок [Melezhik et al., 2005], однако реальные, сохранившиеся в «живом» виде толщи сульфатных и галитных пород впервые вскрыты ОПС. Широко распространенные в ятулийских образованиях красноцветы, обусловленные появлением свободного кислорода в атмосфере, слабо проявлены в керне ОПС, в нем также не удалось зафиксировать магматические продукты ятулийских фаз основного вулканоплутонизма.

Галитовая толща по ряду признаков, отмеченных выше, представляет собой образование типа соляного диапира или штока. К сожалению, переход ее в архейский гранитогнейсовый фундамент не охарактеризован керном, не вскрыты терригенные по-

Таблица 2

**Минеральный и элементный состав каменной соли из галитовой толщи
[Горбачев, 2011], с сокращениями**

Минеральный состав, %																	
Сильвин		Галит		Кварц		Полевой шпат		Ангидрит		Магнезит		Сумма					
1.09		68.05		1.95		1.12		19.54		8.44		100.19					
1.79		70.27		2.17		1.65		12.48		11.39		99.75					
0.97		70.75		2.17		1.65		12.53		11.22		99.28					
0.94		73.98		2.14		2.48		8.20		11.25		98.99					
1.01		70.88		2.65		1.02		11.94		11.84		99.34					
Элементный состав, %																	
К		Na		Cl		Ca		Si		Mg		Al		Fe		S	
0.57		26.81		41.85		5.75		1.06		2.43		0.23		0.15		4.60	
0.94		27.70		43.53		3.68		1.24		3.28		0.34		0.10		2.94	
0.51		27.89		43.43		3.69		1.24		3.23		0.34		0.10		2.95	
0.49		29.19		45.38		2.42		1.35		3.24		0.51		0.20		1.93	
0.53		27.92		43.53		3.51		1.37		3.41		0.21		0.13		2.81	

роды нижнего ятулия, кора выветривания по фундаменту и первично-осадочные образования галита. Таким образом, контакт с породами фундамента может быть тектоническим. Возможно, здесь имело место пластичное течение (выжимание) соли из более глубоких частей осадочного разреза (не вскрытых ОПС) вверх, вдоль выступа пород фундамента. Другим следствием соляного диапиризма является «ссыдание» галитовым штоком части вышележащего разреза, и, следовательно, отсутствие нормального стратиграфического перехода от галитовых к сульфатным породам.

В целом, карбонат-эвапоритовая толща ятулия отражает определенный цикл осадконакопления в эвапоритовом бассейне (соль – сульфаты – карбонаты). Очевидно, во вскрытом разрезе отсутствуют породы основания эвапоритового цикла – терригенные осадки и коры выветривания архейского фундамента и слоистые галитосодержащие пачки.

Таким образом, выявлена следующая зональность в разрезе ОПС. На архейском фундаменте непосредственно (?) залегает тело солей, выше нее – слоистая ангидрит-магнезитовая пачка, постепенно переходящая в карбонатную (доломитовую), в составе которой отмечены строматолитовые постройки. Далее вверх (контакт ятулия с людикувием) через переходные породы нижней заонежской подсвиты залегает черносланцевая толща, в которой снизу вверх происходит нарастание доли вулканитов в разрезе. Их максимум приходится на суйсарскую свиту; выше нее залегает терригенная кондопожская свита калевия. В результате, видна смена режимов от эвапоритового осадконакопления к карбонатному, затем к более глубоководному формированию углеродсодержащих толщ, сменяющемуся мелководным терригенным осадконакоплением. Очевидно, что мелководные эвапоритовые обстановки подчиняются тектоническому контролю режима бассейна, однако их «наполнение» осадочными

образованиями в значительной мере обуславливается глобальными геологическими событиями [Ромашкин, Рычанчик, 2009]. В первую очередь, это появление свободного кислорода в атмосфере на рубеже ятулия, давшее начало массовому образованию красноцветов. Другим его следствием стало формирование морского резервуара сульфатов, приведшее к накоплению наиболее ранней из известных в истории Земли сульфатной пачки – улитинской толщи.

Литература

Горбачев В. И., Петров О. В., Тарханов Г. В. и др. Каменные соли в палеопротерозое Онежского прогиба Балтийского щита // Региональная геология и металлогения. 2011. № 45. С. 90–97.

Медведев П. В., Макарихин В. В. Строматолитовые постройки в разрезе туломозерской свиты, вскрытом опорными буровыми скважинами в Онежском синклинории // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 13. Петрозаводск, 2010. С. 144–148.

Морозов А. Ф., Хахаев Б. Н., Петров О. В. и др. Толща каменных солей в разрезе палеопротерозоя Онежского прогиба Карелии // Доклады АН. 2010. Т. 435. С. 230–233.

Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) / Отв. ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щитцов. Петрозаводск, 2011. 431 с.

Ромашкин А. Е., Рычанчик Д. В. Результаты выполнения первых этапов проекта FAR-DEEP // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск, 2009. С. 125–129.

Шаров Н. В., Голубев А. И., Клабуков Б. Н. и др. Прогнозная геолого-геофизическая модель глубинного строения участка заложения Кондопожской параметрической скважины (Онежская структура) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск, 2007. С. 177–185.

Melezhik V. A., Fallick A. E., Rychanchik D. V., Kuznetsov A. B. Palaeoproterozoic evaporites in Fennoscandia: implications for seawater sulphate, the rise of atmospheric oxygen and local amplification of the $\delta^{13}\text{C}$ excursion // Terra Nova. 2005. Vol. 17. № 2. P. 141–148.

П. Я. Азимов

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

Метаморфогенные метасоматиты

Региональный метаморфизм, как и многие другие процессы в земной коре, сопровождается метасоматическими преобразованиями пород [Ferry, Dipple, 1991]. Возникающие породы являются и метаморфическими – они сформированы в условиях метаморфических преобразований, – и метасоматическими одновременно. Цель представляемого сообщения – рассмотреть характерные черты метасоматитов, связанных с метаморфизмом, их особенности, сходство и отличие от других метасоматитов и от изохимически метаморфизованных пород.

Хотя метаморфизм, как правило, является изохимическим процессом, для метаморфических преобразований необходимо присутствие водного флюида. Через флюид происходит массоперенос в породе, растворение неустойчивых минералов и кристаллизация новых, стабильных. Флюид уравнивается с породой, но если он

приходит в движение и проходит через породу другого состава, то реагирует с ней, растворяя одни компоненты и откладывая другие. Степень взаимодействия тем выше, чем больше разница в составах флюида и породы. Причиной движения флюида являются градиенты температуры и/или давления, а наиболее проницаемы горные породы в зоне деформаций. С этим связана приуроченность метасоматитов к зонам деформаций (сдвиговым зонам) [Ague, 2003].

Структурная позиция. Тела метасоматитов расположены среди неизмененных или слабоизмененных пород. Форма тел различна: линзы, жилы, пластообразные тела, согласные и субсогласные с вмещающими породами или секущие их. Нередко апофизы согласных тел секут структурные элементы вмещающих пород. Метасоматиты приурочены к областям растяжения в сдвиговых зонах (дуплексам растяжения и трастенсии, межбужинным пространствам), ядрам или замковым частям складок, литологическим границам. Внутри тел метасоматитов наблюдается зональность, чаще (но не всегда) конформная границам тел. Границы между зонами могут быть резкими или размытыми, зональность проявляется в смене парагенезисов, изменении структуры и текстуры породы, особенностей морфологии и строения зерен минералов. Передовые (внешние) зоны – наименее измененные, тыловые (внутренние) – наиболее измененные. Однако, поскольку метасоматиты приурочены к зонам деформаций, пространственно тыловые зоны могут располагаться не обязательно в центре тел, одни зоны могут рассекают другие. В случае неоднородности протолита (неизменной породы) картина еще более усложняется, т.к. минеральные ассоциации, слагающие метасоматические зоны, определяются и составом протолита, и степенью метасоматической переработки. Нередко метасоматиты образуются на регрессивной стадии метаморфизма при изменяющихся P и T . В этом случае парагенезисы отражают еще и эволюцию параметров метаморфизма. В то же время нередко можно наблюдать и редуцированную зональность, когда какие-то зоны выпадают – вплоть до появления тыловых зон среди протолита. Размеры тел метасоматитов сильно изменчивы – от первых до сотен метров, а мощность зон, насыщенных метасоматитами, может достигать несколько километров.

Текстуры, структуры и состав. Для метасоматитов характерны значительные текстурные и структурные вариации – как между зонами, так и в пределах одной зоны, неравномернозернистые структуры, от мелко- и даже тонкозернистых пород, особенно в зонах интенсивной милонитизации, до грубо- и гигантозернистых (порфириобластические кристаллы граната, кианита, ставролита, анадалузита, кордиерита и других минералов, достигающие нескольких десятков сантиметров). Обычны реакционные структуры, отражающие эволюцию состава раствора, особенно на границах зон, где минералы становятся неустойчивыми. Часто можно наблюдать сохранившиеся реликты ранних минералов. Практически всегда по таким реликтам возможно установить протолит и последовательность изменений. Для минералов, слагающих метасоматиты, характерны признаки кристаллизации в сильно неравновесных условиях – признаки т.н. минеральной патологии [Пунин, 1989]: скелетные и расщепленные кристаллы, ростовые двойники, ростовой изгиб-кручение кристаллов и др. В промежуточных зонах обычно большое число фаз в минеральной ассоциации (до 12–15), а к тыловым зонам число фаз уменьшается (не обязательно до одной, часто внутренние зоны сложены 2–3 породообразующими минералами). Число фаз в промежуточных зонах может превышать допустимое по правилу фаз, что указывает на сильную неравновесность процесса.

Одна из характерных черт метасоматитов – их частая ассоциация с кварцевыми или карбонатными жилами, реже – с жилами, сложенными темноцветными минералами.

Важно понимать, что в зонах изменения метаморфических пород степень такого изменения может варьировать от весьма незначительной, с малым количеством новообразований, до полной переработки, где реликты сохранились слабо и в небольшом количестве, а состав пород меняется от ультраосновных до кварцитов, или наоборот – от кислых гнейсов и сланцев до гранатитов или биотититов, по содержанию SiO_2 (около 38 %) отвечающих ультраосновным породам.

Метасоматиты встречаются во всех фациях метаморфизма [Бушмин, 1987] – от низкотемпературных (цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой) до гранулитовой, включая УНТ (ультравысокотемпературные) гранулиты, и эклогитовой, включая УНР (ультравысокобарные) породы. Они могут формироваться на пике метаморфизма или на ретроградной стадии. В этом случае по минералам метасоматитов может быть реконструирована Р-Т-*t* эволюция метаморфизма, с которым связаны эти метасоматиты.

По составу метаморфогенные метасоматиты весьма разнообразны, что связано с разнообразием субстрата, воздействующих на него флюидов и Р-Т условий их взаимодействия. Широко распространены продукты кислотного выщелачивания – разнообразные кварциты (кианитовые, силлиманитовые, мусковитовые, гранатовые, ставролитовые и др.), основные (гранатиты, цоизититы, скарноиды, биотититы), щелочные (альбититы, рибекитовые метасоматиты), магнезиально-глиноземистые (сапфириновые, корундовые, шпинелевые, кордиерит-жедритовые и т.п.), карбонатные (магнезиальные скарны, кальцитовые метасоматиты), бор- и хлорсодержащие (с турмалином, корнерупином, дюмортьеритом, аксинитом, скаполитом) метасоматиты. Нередко метасоматиты обогащены сульфидами – от тонкой вкрапленности до богатых сульфидных руд.

Металлогения. Изучение метаморфогенных метасоматитов имеет важное значение для металлогении, т.к. метасоматоз приводит к концентрации элементов, в том числе и в промышленно значимых количествах. С метаморфогенными метасоматитами могут быть связаны месторождения нерудных полезных ископаемых – граната, кианита, мусковита, силлиманита, графита, наждака, ставролита, талька, ювелирных и поделочных минералов (корунда, изумруда, шпинели, лазурита), руд (Au, U, платиноиды, Ti, Cr, V, Pb, Zn, Cu, Fe, W, As, Sb, Ni, редкие металлы, колчеданы). По современным представлениям, среди крупных месторождений, связанных с метаморфогенными метасоматитами – Pb-Zn колчеданные месторождения Брокен-Хилл (Австралия) [Hobbs et al., 1968; Doyle, Cartwright, 2000; Laznicka, 2010] и Холоднинское (Северная Бурятия) [Глебовицкий, Бушмин, 1983; Добрецов и др., 1987], золоторудные месторождения Абитиби (Канада) [Goldfarb et al., 2001], Космозерско-Падминские месторождения U, Cr, V, Se, Cu и платиноидов (Карелия), Кейвское месторождение кианитов (Кольский полуостров). Некоторые из этих месторождений сформированы в результате перераспределения и обогащения руд, возникших до метаморфизма – при осадконакоплении и вулканизме, другие полностью возникли в ходе метаморфизма. Дискуссия о роли разных факторов рудообразования рассмотрена во многих работах, например, [Goldfarb et al., 2001; Laznicka, 2010].

Критерии выделения метаморфогенных метасоматитов. Метаморфогенные метасоматиты могут быть сходны с:

- некоторыми видами метаосадков;
- изохимически метаморфизованными корами выветривания;

- изохимически метаморфизованными дометаморфическими метасоматитами (поствулканическими, орогенными и т.п.);

- приконтактовыми метасоматитами, развивающимися по метаморфическим породам.

Чтобы отличить эти породы от метаморфогенных метасоматитов, может быть использован ряд критериев, в первую очередь, структурных и петрологических:

- метаосадки образуют пластовые тела и не связаны с региональными структурами, такими, как сдвиговые зоны;

- в метаосадках возможны градиенты размерности и состава, но не может быть зональности с реакционными взаимоотношениями между зонами;

- метаморфизованные коры выветривания также не связаны с деформационными структурами, они залегают на стратиграфических границах, а их состав зависит от состава подстилающих пород;

- коры выветривания обладают направленной зональностью, а концентрации компонентов по их разрезу изменяются постепенно, тогда как в метаморфогенных метасоматитах могут быть резкие границы между зонами, а зональность может быть симметричной или более сложной;

- коры выветривания не могут залегать внутри магматических (в том числе метаморфизованных) тел;

- приконтактовые метасоматиты приурочены к контактам интрузий и не связаны с региональными деформациями (в частности, в них отсутствуют такие элементы, как сланцеватость и линейность);

- положение метаморфогенных метасоматитов контролируется структурными элементами, возникшими в ходе деформаций, сопровождающих метаморфизм (косыми сколами в сдвиговых зонах, осевыми плоскостями складок и др.) – в отличие от изохимически метаморфизованных пород и приконтактовых метасоматитов;

- тела метаморфогенных метасоматитов могут рассекают плоскостные дометаморфические и связанные с метаморфизмом структурные элементы (слоистость и сланцеватость);

- метаморфогенные метасоматиты могут иметь более простой структурный рисунок по сравнению с вмещающими метаморфическими породами, особенно в полиметаморфических комплексах;

- от изохимически метаморфизованных пород метаморфогенные метасоматиты отличаются реакционными соотношениями между зонами, реликтами ранних ассоциаций, ассоциациями с избыточным числом фаз (минералов), тогда как при изохимическом метаморфизме сохраняются особенности состава, но не сохраняются неравновесные соотношения;

- в отличие от изохимически метаморфизованных пород метасоматиты часто ассоциируют с гидротермальными жилами;

- от контактово-метасоматических пород метаморфогенные метасоматиты отличаются Р-Т условиями образования, в частности, более высоким давлением, отвечающими условиям метаморфизма вмещающих пород или отражающими регрессивную ветвь метаморфизма;

- поскольку метаморфогенные метасоматиты образуются в ходе деформаций, разные элементы тел метасоматитов могут иметь разное структурное положение, в частности, ранние зоны могут быть рассечены более поздними.

В целом, метаморфогенные метасоматиты отличаются приуроченностью к зонам деформации, большой неоднородностью состава, структур и текстур, неравновесными соотношениями минералов, реликтами ранних минералов и парагенезисов.

Литература

- Бушмин С. А. Минеральные фации метасоматитов, связанных с региональным метаморфизмом // Записки ВМО. 1987. Ч. 116. Вып. 5. С. 585–601.
- Глебовицкий В. А., Бушмин С. А. Послемигматитовый метасоматоз. Л.: Наука, 1983. 216 с.
- Добрецов Н. Л., Меляховский А. А., Ащепков И. В. и др. Структурно-минералогические критерии метаморфогенного оруденения. Новосибирск: Наука, 1987. 168 с.
- Пунин Ю. О. Патология минеральных индивидов // Минералогический журнал. 1989. Т. 11. № 1. С. 92–98.
- Ague J. J. Fluid flow in the deep crust (chapter 3.06) // Treatise on Geochemistry. 2003. Vol. 3. P. 195–228.
- Doyle C., Cartwright I. The role of fluids in retrograde shearing: Broken Hill, Australia // Journal of Geochemical Exploration. 2000. Vol. 69–70. P. 575–579.
- Ferry J. M., Dipple G. M. Fluid flow, mineral reactions, and metasomatism // Geology. 1991. Vol. 19. № 3. P. 211–214.
- Goldfarb R. J., Groves D. I., Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis // Ore Geology Reviews. 2001. Vol. 18. № 1–2. P. 1–75.
- Hobbs B. E., Ransom D. M., Vernon R. H., Williams P. F. The Broken Hill ore body, Australia // Mineralium Deposita. 1968. Vol. 3. № 4. P. 293–316.
- Laznicka P. Giant metallic deposits: future sources of industrial metals. Springer, 2010. 950 p.