

Федеральное агентство научных организаций
Институт минералогии Уральского отделения
Российской академии наук

Министерство образования и науки РФ
Южно-Уральский
государственный университет

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРЕВНИХ
И СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ–2016**

ОТ МИНЕРАЛОГЕНЕЗА К МЕСТОРОЖДЕНИЯМ
Материалы Двадцать второй научной молодежной школы

**METALLOGENY OF ANCIENT
AND MODERN OCEANS–2016**

FROM MINERAL GENESIS TO DEPOSITS
Proceedings of the XXII Scientific Youth School

Миасс
2016

УДК 553, 549

Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям. Научное издание. – Миасс: ИМин УрО РАН, 2016. 312 с.

ISBN 978-5-7691-2437-2

В сборник вошли материалы XXII научной молодежной школы «Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям» (25–29 апреля 2016 г.). Первая глава сборника рассматривает проблемы общей геологии и металлогении, включая палеозойские и современные океанические структуры. Отдельные главы посвящены месторождениям черных, цветных и благородных металлов Урала, Сибири, Кавказа, Кольского полуострова, Ближнего Востока, Монголии, Вьетнама, ЮАР и Атлантического океана. В главе месторождений нерудного сырья и актуальных геолого-минералогических исследований приведены результаты изучения рудовмещающих комплексов и минералов России, Бразилии и Колумбии.

Проведение Школы и издание материалов осуществлено при поддержке РФФИ (проект 16-35-10041-мол_г) и Общества экономических геологов.

Илл. 72. Табл. 38.

Ответственные редакторы:

профессор, д.г.-м.н. В. В. Масленников, к.г.-м.н. И. Ю. Мелекестева

Члены редколлегии: к.г.-м.н. Н. Р. Аюпова, д.г.-м.н. Е. В. Белогуб, к.г.-м.н. Л. Я. Кабанова, к.г.-м.н. К. А. Новоселов, к.г.-м.н. Е. Е. Паленова, д.г.-м.н. В. А. Попов, к.г.-м.н. Н. П. Сафина, к.г.-м.н. П. В. Хворов

UDK 553, 549

Metallogeny of ancient and modern oceans–2016. From mineral genesis to deposits. Scientific edition. – Miass: IMin UB RAS, 2016. 312 p.

ISBN 978-5-7691-2437-2

Proceedings of the XXII Scientific Youth School “Metallogeny of ancient and modern oceans–2016. From mineral genesis to deposits” (April 25–29, 2016) include abstracts devoted to the geology, metallogeny, geodynamics, mineralogy, and geochemistry of mineral deposits from oceanic and paleoceanic structures. The individual chapters consider the results of study of ferrous, base metal, and precious metal deposits of the Urals, Siberia, Caucasus, Kola Peninsula, Middle East, Mongolia, Vietnam, Republic of South Africa, and Atlantic Ocean. The chapter on nonmetallic deposits and topical geological-mineralogical problems include the results of study of ore-hosting complexes and minerals from Russia, Brazil, and Columbia.

Holding of the School and abstract publishing is supported by the Russian Foundation for Basic Research (project no. 16-35-10041-мол_г), and Society of Economic Geologists.

Figures 72. Tables 38.

Editors-in-Chief:

Professor V. V. Maslennikov and I. Yu. Melekesteva

Editorial board: N. R. Ayupova, E. V. Belogub, L. Ya. Kabanova, K. A. Novoselov, E. E. Palenova, Professor V. A. Popov, N. P. Safina, P. V. Khvorov

*Посвящается светлой памяти
Е. К. Мархинина (1926–2016)*

ПРЕДИСЛОВИЕ

В сборнике опубликованы материалы XXII научной молодежной школы «Металлогения древних и современных океанов–2016. От минералогенеза к месторождениям». 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 1995–2015 гг. в Школе участвовало более 1000 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. Складов, 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, Фрайбургская горная академия), П. Нимис (Италия, Университет г. Падуа), Ж.-Ж. Оржеваль (Франция, Бюро геологических исследований).

Труды Школы издаются ежегодно под общим названием «Металлогения древних и современных океанов» (продолжающееся рецензируемое издание). Данный выпуск содержит статьи профессоров, студентов и аспирантов разнообразной тематики: 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. Особенно-

стью 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 месторождения палеоокеанических структур. Неизменным объектом экскурсии является Естественно-научный музей Ильменского заповедника, в котором представлена обширная коллекция минералов из рудных месторождений Мира.

Финансовая поддержка Школе в 2016 г. оказана Российским фондом фундаментальных исследований (проект № 16-35-10041-мол_г) и Обществом экономических геологов.

**Оргкомитет XXII научной молодежной школы
«Металлогения древних и современных океанов–2016»**

Масленников В. В., проф., Институт минералогии УрО РАН – *председатель*

Зайков В. В., проф., Институт минералогии УрО РАН – *почетный председатель*

Анфилогов В. Н., чл.-корр. РАН, Институт минералогии УрО РАН

Аюпова Н. Р., к.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН

Баррига Ф., проф., Лиссабонский университет (Португалия)

Белогуб Е. В., д.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН – *зам. председателя*

Бортников Н. С., акад. РАН, ИГЕМ РАН

Вотяков С. Л., акад. РАН, Институт геологии и геохимии УрО РАН

Жуков И. Г., к.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН

Зайкова Е. В., к.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН

Коротеев В. А., акад. РАН, Институт геологии и геохимии УрО РАН

Кривовичев В. Г., проф., Санкт-Петербургский государственный университет

Лисицын А. П., акад. РАН, Институт океанологии РАН

Мелекесцева И. Ю., к.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН – *ученый секретарь*

Моисеев И. Б., к.г.-м.н., Учалинский ГОК

Муфтахов В. А., доц., Южно-Уральский государственный университет, филиал

в г. Миассе

Новоселов К. А., к.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН

Пучков В. Н., чл.-корр. РАН, Институт геологии УНЦ РАН

Симонов В. А., д.г.-м.н., Институт геологии и минералогии СО РАН

Скотт С., проф., Университет Торонто (Канада)

Теленков О. С., к.г.-м.н., Институт минералогии УрО РАН

Херрингтон Р., проф., Музей Естественной истории (Лондон, Великобритания)

Юминов А. М., к.г.-м.н., Южно-Уральский государственный университет, филиал

в г. Миассе

Е. В. Зайкова
Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
liza@mineralogy.ru

Памяти ученого-вулканолога Е. К. Мархинина

5 февраля этого года на 90 году ушел из жизни Евгений Константинович Мархинин – удивительный человек – ученый, писатель, поэт, ветеран Великой отечественной войны. Его книга «Цепь Плутона» вышла в серии «XX век: Путешествия. Исследования. Открытия», в которую входят произведения В. Обручева, И. Папанина, Ж. Кусто, Т. Хейердала, Г. Тазиева. В издательстве «Прогресс» книга была издана на английском и французском языках.

В 1951 г. Евгений Константинович окончил Московский геологоразведочный институт и четыре года работал в Средней Азии на разведке угольных месторождений. Лучшего распределения он не мог получить, так как отец его был репрессирован. Здесь он стал настоящим геологом-практиком. Затем ему удалось попасть на Камчатку в лабораторию вулканологии АН СССР, где он прошел путь от аспиранта до начальника Камчатской вулканологической станции им. Ф. Ю. Левинсона-Лессинга. С 1962 г. Е. К. Мархинин работал в Институте вулканологии. Только мужественный человек мог руководить лабораторией активного вулканизма, т. е. работать на действующих вулканах.

В 1958 г. Евгений Константинович стал кандидатом, в 1966 г. – доктором геолого-минералогических наук. В 1987 г. получил звание «Заслуженный деятель науки РСФСР», в 1989 – звание профессора. В 1991 г. был избран в действительные члены РАЕН по специальности «Вулканология».

Он изучил десятки вулканов, вулканических извержений и их последствий; разработал методику определения количества газовых компонентов, участвующих в вулканических взрывах; опубликовал с соавторами карты опасных зон для вулканов Камчатки и Курильских островов (1962 г.); описал гидротермы Курильских островов.

Е. К. Мархинин является основателем новой отрасли геологических знаний – биовулканологии. Он первым доказал возможность образования предбиологических соединений в процессе вулканизма, установил определяющую роль вулканизма в формировании не только земной коры, но также атмосферы и гидросферы.

Благодаря Евгению Константиновичу с вулканическими сооружениями Камчатки познакомилась многие геологи, работающие в областях древнего вулканизма, в том числе и работники нашего института. Именно его пример подвиг нас на создание школы «Металлогения древних и современных океанов». Е. К. Мархинин был на одном из совещаний в Миассе в 1983 г. В Миассе издан один из его первых поэтических сборников «Мы – вулкана сыны».

По состоянию здоровья Е. К. Мархинин покинул любимый край вулканов и более двадцати лет жил в городе Туапсе, Краснодарский край. Но он не забыл про вулканы и провел семь международных научных конференций «Вулканизм, биосфера и экологические проблемы». Его огромный вклад в культурную жизнь города был отмечен в некрологе «Туапсинских вестей»: «Мы потеряли редкого человека, ученого, глыбу, явление и целый интеллектуальный пласт жизни. Спасибо, что он был».

У Евгения Константиновича есть сведения о том, что он из тех «Мархиней», один из которых, кажется при Александре Невском, был прозван «Пушкой» и от него



Е. К. Мархинин на совещании в г. Миассе, 1983 г.

пошли Пушкины. Возможно, с этим связан его поэтический дар. Хотя сама романтичность профессии геолога и вулканолога располагает к написанию стихов. Многие его стихи являются философскими. Последняя книга, пришедшая в г. Миасс в декабре 2015 г., называется «Что есть Бог?».

Хочется немного добавить и о человеческих качествах Евгения Константиновича. Долгие годы в Туапсе у Мархиных было крохотное полуподвальное помещение в городе и дачка у самого моря, где в хорошую погоду поднимался флаг Земли, подаренный ему на международном совещании. Половина дачи постоянно предоставлялась старым и новым друзьям, которые отвечали ему любовью и уважением. Виктор Безенков сделал о нем несколько замечательных фильмов, семейство Волкодавов вносило огромный вклад в проведение конференций. Поражало благожелательное отношение к соседям: одна соседка – полусумасшедшая, постоянно боявшаяся, что ее отравят, вторая – женщина-инвалид с сожителем, живущим без прописки. К обеим он относился с пониманием и уважением. Он любил животных: кошку привез с Камчатки в портфеле.

Огромное место в жизни ученого занимала супруга Ирина Борисовна. Когда-то он въехал в медпункт, где она работала, на лошади, и она стала его женой, другом, ангелом-хранителем. Сменила профессию медика на петрографа, а когда у Евгения Константиновича возникли серьезные проблемы с сердцем, смогла обеспечить ему условия, в которых он еще долго и плодотворно работал.

Закончить заметку хочется строками Е. К. Мархинина, которые И. Г. Волкодав взял эпиграфом к сборнику своих песен на стихи Евгения Константиновича:

*«Если ты геолог, значит
У тебя душа поэта,
Если ты геолог, значит
Ты ученый и солдат...»*

Часть 1. ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

*В. В. Масленников¹, А. Ю. Леин², С. П. Масленникова¹,
В. А. Котляров¹, А. С. Целуйко¹*

*¹ – Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс
maslennikov@mineralogy.ru*

² – Институт океанологии РАН, г. Москва

«Белые», «черные», «серые» и «мерцающие курильщики» современных и древних океанов (обзор)

К настоящему времени в современных океанах обнаружено более 160 гидротермальных систем действующих и потухших «черных курильщиков». Наиболее значительные результаты по минералогии и геохимии современных сульфидных руд приводятся в работах Ю. А. Богданова, Н. С. Бортникова, А. Ю. Леин, А. П. Лисицына, И. В. Викентьева, И. Ф. Габлиной, Н. Н. Мозговой, Г. А. Черкашева, И. Ю. Мелекесцевой, И. Джонассона, М. Хэннингтона, И. Фуке, С. Скотта, П. Хальбаха, М. Тиви, С. Петерсена, К. де Ронде, Х. Беркенбош, Р. Хеймон и др. Гораздо меньше сведений имеется о минералогии и геохимии древних «черных курильщиков», фрагменты которых в последние годы обнаружены сотрудниками Института минералогии УрО РАН в рудах более 30 колчеданных месторождений Урала, Рудного Алтая, Понтид, Кипра, Калифорнии, Аппалачей и Хокуроко. Гидротермальные трубы «черных курильщиков» нередко обнаруживают существенные различия в минеральной зональности и типохимизме сульфидов. При изучении минерального и микроэлементного составов древних «черных курильщиков» стало ясно, что высказанное ранее предположение об их идентичности современным гидротермальным трубам подтверждается не полностью. Поэтому назрела необходимость объяснения причин многообразия гидротермальных колчеданообразующих систем не только с позиций рудно-формационного анализа, но и на основе минералого-геохимических исследований гидротермальных труб, зашифровавших различия в условиях минералообразования.

Решение этой задачи предусматривает изучение минералогии и геохимии гидротермальных труб, обнаруженных в рудах метаморфизованных колчеданных месторождений Урала (Дергамышское, Бурибайское, Султановское, Юбилейное, Яман-Касы, Молодежное, Узельгинское-1 и -4, Талганское, Валенторское, Сафьяновское, Александринское, Джусинское и др.), Рудного Алтая (Николаевское, Артемьевское, Зареченское), Понтид (Чейли, Лаханос, Киллик, Кызылкая, Кутлулар), Хокуроко (Мацуки, Мацумине, Аинай, Фурутобе, Эзури, Косака-Учинотай, Косака-Мотояма, Ханавэ), Аппалачей (Кид-Крик). Эта уникальная по разнообразию труб коллекция «палеокурильщиков», насчитывающая более 1000 образцов, находится в Институте минералогии УрО РАН. В музеях других стран (Япония, Турция, Англия) имеются лишь единичные фрагменты труб «палеокурильщиков», не отражающие всего их многообразия. Для сравнения привлечены данные по гидротермальным постройкам Атлантического (поля Рейнбоу, Брокен Спур, Лаки Страйк, Снейк Пит, Менез Гвен,

Логачев и др.) и Тихого (Хакурей, Суйо, Сюзетта, Пакманус, Северный и Центральный Лау, Галапагосский центр, ВТП 9° с.ш., Гуаймас, Эсканаба) океанов, предоставленных А. Ю. Леин, Ю. А. Богдановым, А. П. Лисицыным, И. Джонассоном, Т. Урабе, П. Херцигом (проекты Президиума РАН, ЮНЕСКО, MinUrals и др.).

В современных гидротермальных системах выделяются, в основном, «белые» и «черные курильщики», реже упоминаются «серые» и «прозрачные (мерцающие) курильщики». Каждый тип характеризуется своими минералогическими особенностями. В пределах каждого типа выделяются различные по составу минеральные разновидности.

«Белые курильщики» поставляют в гидротермальный плюм частички ангидрита, опала или барита. Соответственно, выделяются ангидритовые, опаловые и баритовые трубы с незначительной примесью сульфидов. Ангидритовые трубы формируются по соседству с трубами «черных курильщиков», в основном, на базальтовом или серпентинитовом основаниях СОХ. Предполагается, что температуры формирования «белых курильщиков» самые низкие (до 200 °С). Однако, ангидрит, обладающий ретроградной растворимостью, начинает формироваться при температуре 160 °С и отлагается при гораздо более высоких температурах, достигающих температур «черных курильщиков». Вероятно, следует различать среднетемпературные (160–270 °С) и высокотемпературные (>270 °С) разновидности ангидритовых труб «белых курильщиков». Первые эволюционируют в сфалерит-пиритовые и пирит-сфалеритовые трубы, вторые – в пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы в соответствии с моделью [Наумов, 1983]. Суть модели состоит в первоначальном формировании пористой ангидритовой трубки, в которой осуществляется почти свободная циркуляция холодной, насыщенной кислородом, морской воды, поставляющей и продуцирующей сульфат, осаждающий гидротермальный кальций. По мере запечатывания пор на внутренней стенке такой трубы отлагаются сульфиды в соответствии с температурой гидротермальных сульфидов. Одна из таких изученных нами труб из гидротермального поля 9° с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия состоит из гематит-ангидритовой оболочки. Внутренняя часть покрыта тонкой корочкой халькопирита, частично замещенного борнитом. Повышенные содержания Se (579–2734 г/т) в халькопирите свидетельствуют о высоких температурах минералообразования, сопоставимых с температурой «черных курильщиков». Следует отметить, что ангидрит быстро растворяется в морской воде, и его трубы в древних колчеданных месторождениях не найдены.

В отличие от ангидритовых труб баритовые и опаловые трубы «белых курильщиков», скорее всего, формируются в средне- и низкотемпературных условиях, поскольку барит и опал не обладают ретроградной растворимостью. Опаловые трубы имеют более широкое распространение, чем баритовые. Формирование опаловых труб, в основном, происходит за счет кондуктивного остывания флюидов при умеренном участии окружающей океанской воды, недосыщенной кремнеземом. Баритовые трубы «белых курильщиков» распространены на поле Ваи Лили в южной части задугового бассейна Лау Западной Пацифики. Гораздо реже они встречаются на гидротермальных полях СОХ. Исключение представляют гидротермальные поля сегментов СОХ, подверженные влиянию горячих точек (Гора Осевая хребта Хуан-де-Фука, поля Лаки Страйк и Менез Гвен в Атлантике). Другие обстановки, благоприятные для формирования баритовых труб, связаны с рифтами, покрытыми осадками (хребты Эндевор и Эксплорер, трог Эсканаба в Тихом океане). Баритовые трубы «курильщиков» без реликтов ангидрита описаны в рудах месторождений куроко типа

[Shimazaki, Horikoshi, 1990]. Опаловые трубы в рудах колчеданных месторождений пока не обнаружены. Возможно, отложение «скорлупы» ангидрита не происходило ввиду первоначально низких температур гидротермальных струй (<160 °С). В отличие от опаловых, баритовые трубы формируются в конвективном потоке смешения гидротермальных флюидов с морской водой. Барит выпадает либо при избытке Ba^{2+} , либо при доминировании SO_4^{2-} по сравнению с океанской водой. Можно предполагать, что, в отличие от ангидритовых труб, формирование баритовых «белых курильщиков» связано с более зрелыми гидротермальными системами, достигшими стадии разложения полевых шпатов в реакционной зоне, продуцирующей гидротермальные флюиды. В горячих точках благоприятные условия для формирования баритовых труб также обеспечиваются повышенными содержаниями Ba в исходных базальтах. Избыток сульфата мог обеспечиваться окислением H_2S при взаимодействии его с морской водой.

Ангидритовые, баритовые и опаловые трубы при запечатывании пор и повышении температуры могут эволюционировать в сульфидные трубы «черных», «серых» и «мерцающих курильщиков» или диффузеров. Очевидно, часть зрелых «белых курильщиков» образована сульфидными трубами. Скорее всего, они представлены кварц-пиритовыми или барит-сфалеритовыми трубами с незначительным количеством халькопирита. Необходимо отделение таких «белых курильщиков» от других типов сульфидных труб.

«Черные курильщики» являются наиболее изученными. Температура их дыма достигает 350–400 °С, а сам дым представляет собой взвесь частичек пирротина, пирита, халькопирита и других сульфидов. Строение труб «черных курильщиков», сформированных на базальтовом, серпентинитовом и осадочном субстратах имеет свои особенности. Наружный слой оболочки труб, формирующихся на базальтах, обычно сложен колломорфным пиритом. В среднем слое встречаются марказит и кристаллы пирротина и сфалерита. Во внутренней части оболочки доминирует эвгедральный пирит, сцементированный халькопиритом. Внутренняя стенка трубы последовательно обрастает халькопиритом в ассоциации с изокубанитом, пиритом и сфалеритом. Аналогичное строение имеют пирит-халькопиритовые трубы месторождений кипрского типа (Фигаро, Скуриотисс, Мусулос, Матиатис, Перистерка, Питарокма и Агрокипия) [Oudin, Constantinou, 1984; Little et al., 1999], а также на месторождении Яман-Касы, относящегося к уральскому типу [Maslennikov et al., 2013]. Для этих труб древних и современных «черных курильщиков» редкие минералы не характерны.

Оболочка типичной трубы «черного курильщика», формирующегося на серпентинитах, редко содержит колломорфный пирит. Его место занимают ангидрит, псевдоколломорфный халькопирит, а также дигенит и борнит, каналы заполнены халькопиритом и продуктами распада твердых растворов, близких по составу к изокубаниту и халькопириту. В халькопирите встречаются пентландит, самородное золото, редко арсениды Fe и Co и теллуриды Hg [Богданов и др., 2015], а также станнин [Evrard et al., 2015]. На Дергамышском месторождении (Южный Урал), залегающем среди серпентинитов, нами обнаружены богатые халькопиритом трубы – возможные аналоги современных «черных курильщиков». В некоторых оболочках присутствует колломорфный пирит, псевдоморфозы пирита по пирротину или вторичный кальцит. В халькопирите, заполнившем каналы труб, предварительно определены станнин, кобальтовый пирит и электрум.

Оболочки труб «черных курильщиков», формирующихся на осадочном и базальтовом основаниях СОХ, обычно сложены или карбонатами и ангидритом, или баритом. В каналах доминируют пирротин, высокожелезистый вюртцит, халькопирит и изокубанит. Среди редких минералов встречаются алтаит, тетрадимит, галенит, самородное серебро, блеклые руды, сульфосоли Pb, арсенопирит, сульфиды Bi и Ag, касситерит [Богданов и др., 2006]. Древние аналоги этих труб пока не обнаружены.

«Черные курильщики» формируются на дацитах и осадках трога Окинава [Halbach, Pracejus, 1993]. В своем составе они несут черты характерные, как для «черных» (пирротин, арсенопирит, изокубанит), так и для «серых» (галенит, барит, блеклые руды, сульфиды мышьяка, сульфосоли Pb) «курильщиков», сформированных на дацитовом основании. Близкими древними аналогами являются пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы Николаевского (Рудный Алтай) и Сафьяновского (Урал) колчеданных месторождений, залегающих на дацитах, переслаивающихся с черными сланцами.

«Серые курильщики». Пирит-халькопирит-сфалеритовые «серые курильщики» встречены также на поле 9° с.ш. Восточно-Тихоокеанского поднятия [Леин, Иванов, 2009]. Также как и в «черных курильщиках», в оболочке труб угадываются псевдоморфозы сфалерита по пирротину. По сравнению с типичными «черными» и «белыми курильщиками» халькопирит «серых курильщиков» содержит на два-три порядка больше сильно варьирующих Sb (7–304 г/т), As (1–385 г/т) и Pb (0.1–311 г/т) (при умеренных содержаниях Se от 66–684 до 1084 г/т). Судя по высоким варьирующим содержаниям Mo (72–2084 г/т) и V (1–579 г/т), гидротермальные флюиды «серых курильщиков» смешивались с океанской водой.

П. Хальбах с соавторами [Halbach et al., 2003] отнес золотосодержащие халькопирит-опал-марказит-пирит-сфалеритовые трубы «серовато-белых (*grayish white*) курильщиков» бассейна Северный Фиджи к специфической разновидности «белых курильщиков». Каналы труб инкрустированы тонкими сростаниями халькопирита, сфалерита и опала, а оболочки, кроме опала, содержат марказит и пирит. В трубах присутствуют обильные сульфосоли Pb, As, Ag и S. В отличие от типичных «белых курильщиков» СОХ они имеют другой механизм формирования [Halbach et al., 2003]. Опираясь на данные о высоких содержаниях хлора во флюидных включениях, авторы заключили, что сфалерит этих труб отлагается из среднетемпературных, бедных сероводородом рассолов, возникших в условиях фазовой сепарации флюидов. Очевидно, к этой же группе относятся обогащенные халькопирит-барит-сфалеритовые «светло-серые» и «белые курильщики» гидротермального поля Пакманус и других островодужных комплексов. Близкие по составу «серые курильщики» имеются на гидротермальных полях Горы Осевой [Богданов и др., 2006]. Их особенностью является ассоциация барита и опала в оболочке труб с кристалликами пирротина, наряду с иорданитом и галенитом. В целом, эти «курильщики», в отличие от «серых курильщиков» СОХ, характеризуются еще более высокими концентрациями Pb, Ag, Au, As и Sb. Очевидно, такие «курильщики» являются единственными представителями на Александринском месторождении (Урал), а также на месторождении Косака-Мотояма (Хокуроко). Халькопирит-пирит-сфалеритовые и сфалеритовые трубы с кварцем или баритом нам удалось обнаружить почти на всех месторождения уральского и куроко (баймакского) типов в качестве конечных членов минералогических рядов труб от разновидностей, богатых халькопиритом, к разновидностям, богатым сфалеритом, кварцем и баритом. Для всех этих труб характерна богатая золото-галенит-блекловорудная ассоциация. Их другая особенность – крайне низкие содер-

жания Se (<100 г/т) и Те (<1 г/т) в халькопирите по сравнению с типичными «черными курильщиками».

Богатые халькопиритом трубы высокотемпературных разновидностей «серых» или «темно-серых курильщиков» встречаются в островодужных комплексах Западной Пацифики (например, поля Бразерс и Сюзетта). Температура гидротермальных флюидов «темно-серых курильщиков» достигает 274–302 °С [Berkenbosch et al., 2012]. Предполагается, что темно-серые дымы, в отличие от черных, не содержат частичек пирротина или содержат их в незначительных количествах. В кальдере вулкана Бразерс выделены барит-ангидрит-халькопиритовые и барит-борнит-халькопиритовые трубы «темно-серых курильщиков». В них наблюдается парадоксальное сочетание минералов, характеризующих высокую фугитивность серы (энаргит, теннантит, галенит, иорданит, реальгар, аурипигмент, борнит) с минералами, формирующимися при низкой и умеренной фугитивности серы (пирротин, теллуриды висмута и золота, самородные висмут и теллур) [Berkenbosch et al., 2012]. В борнит-халькопиритовых трубах, кроме пирита, барита, марказита, сфалерита, галенита, теннантита и самородного золота, нами обнаружены многочисленные микровключения теллуrowисмутита, гессита и самородного теллура. Предполагается, что формирование этого типа «темно-серых курильщиков» сопровождалось эманациями магматических газов, включающих Te_2 , Bi, Au и другие летучие компоненты. В отличие от «черных курильщиков» СОХ халькопирит охарактеризованных «серых курильщиков» содержит на два порядка меньше Se и Co. Вероятно, степень окисления флюидов, формирующих «серые курильщики», гораздо выше, чем флюидов «черных курильщиков». Очевидно, близкими древними аналогами «темно-серых курильщиков» и являются пирит-сфалерит-халькопиритовые трубы с теллуридами (Урал, Понтиды) [Revan et al., 2014]. Однако большинство из них формировалось при низкой фугитивности серы [Масленников и др., 2010; Maslennikov et al., 2013].

«*Мерцающие курильщики*» или диффузеры выпускают теплые бесцветные растворы (<10–50 °С) и формируются на поздних стадиях развития «черных» и «серых курильщиков». Нередко их объединяют в одну группу с «белыми курильщиками». Теплые истощенные флюиды просачиваются сквозь стенки ульевидных построек, а также куполовидных или шпилевидных окончаний труб «черных» и «серых курильщиков». Низкие температуры выходящих на поверхность флюидов (<10–50 °С) не позволяют транспортировать значительные количества растворенных металлов. Однако в недрах постройки (трубы) температуры и свойства растворов могут существенно отличаться от флюидов, выходящих на поверхность. Это доказывается при искусственном разрушении диффузеров, когда бесцветные эманации вдруг сменяются черными, серыми и белыми. Характерная особенность диффузеров, запечатывающих трубы «черных курильщиков» – значительное количество вюртцита, пирротина и изокубанита при минимальных количествах халькопирита, кристаллы которого могут оконтуривать поры, по которым сочится флюид. Диффузеры, завершившие рост «серых курильщиков», кроме доминирующего сфалерита и барита, содержат немного халькопирита, обильные включения сульфосолей, галенита, аурипигмента и реальгара. В рудных брекчиях древних колчеданных месторождений фрагменты диффузеров обычно не распознаются, поскольку не имеют отчетливой зональности. Однако при определенных навыках в них можно выделить оболочки и небольшие каналы диаметром меньше 1 см. На месторождениях кипрского типа встречаются, в основном, марказит-пиритовые диффузеры со сфалеритом, на месторождениях куроко типа найдены барит-сфалеритовые разновидности, на месторождениях уральского типа

обнаружены обе разновидности. Отделить их от труб «белых (светло-серых) курильщиков» можно по размерам осевых каналов, диаметр которых в диффузерах обычно <1 см. Среди современных «мерцающих курильщиков» следует отметить карбонатные и серные разновидности. Они пока слабо изучены и не имеют древних аналогов.

Таким образом, нами разработаны критерии диагностики древних аналогов «черных, серых, белых» и «мерцающих курильщиков», или диффузеров. Аналоги «черных курильщиков» встречаются лишь на месторождениях атлантического и кипрского типов, залегающих на базальтах и серпентинитах, соответственно. На месторождениях уральского и куроко типов, связанных с бимодальными мафическими и фельзитовыми комплексами, присутствуют, главным образом, аналоги «темно-серых» и «светло-серых курильщиков». Однако аналоги «черных курильщиков» могут быть встречены на некоторых месторождениях алтайского типа, залегающих не только над дацитами, но и над черными сланцами. Аналоги «белых курильщиков» на месторождениях атлантического и кипрского типов отсутствуют в виду растворения ангидрита. На месторождениях уральского и куроко типов они представлены барит-сфалеритовыми и баритовыми разновидностями. В рудно-формационном ряду от месторождений атлантического и кипрского типов к уральскому и куроко типам в трубах и диффузерах уменьшается количество пирита, марказита и халькопирита, изокубанита и псевдоморфоз пирита по пирротину при возрастании количества сфалерита, кварца и барита. В этом же направлении исчезают теллуриды и сульфоарсениды, нарастает роль золото-галенит-блекловорудной ассоциации, концентрации Se, Sn, Te, Co и увеличиваются содержания As, Sb, Tl и Pb.

Работы выполнялись по гранту РФФИ № 14-05-00630. Авторы благодарят А. П. Лисицына, Ю. А. Богданова, Я. Джонассона, Т. Урабе, П. Херцига за возможность изучения коллекции труб современных «черных курильщиков», а также Р. Ларжа и Л. Данюшевского за методическую помощь в изучении состава сульфидов методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой и лазерной абляцией.

Литература

- Богданов Ю. А., Лисицын А. П., Сагалевиц А. М., Гурвич Е. Г.* Гидротермальный рудогенез океанского дна. М.: Наука, 2006. 527 с.
- Богданов Ю. А., Леин А. Ю., Лисицын А. П.* Полиметаллические руды в рифтах Срединно-Атлантического хребта (15–40° с.ш.): минералогия, геохимия, генезис. М.: ГЕОС, 2015. 256 с.
- Леин А. Ю., Иванов М. В.* Биохимический цикл метана в океане. М.: Наука, 2009. 576 с.
- Масленников В. В., Леин А. Ю., Масленникова С. П., Богданов Ю. А.* Фанерозойские «черные курильщики» как индикаторы состава рудовмещающих комплексов // Литосфера. 2010. № 3. С. 153–162.
- Berkenbosch H. A., de Ronde C. E. J., Gemmel B. J. B., McNeil A. W., Goemann K.* Mineralogy and formation of black smoker chimneys from Brothers submarine volcano, Kermadec arc // Economic Geology. 2012. Vol. 107. P. 1613–1633.
- Evrard C., Fouquet Y., Moëlo Y., Rinnert E., Etoubleau J., Langlade J. A.* Tin concentration in hydrothermal sulphides related to ultramafic rocks along the Mid-Atlantic Ridge: a mineralogical study // European Journal of Mineralogy. 2015. Vol. 27. P. 627–638.
- Halbach P., Pracejus B.* Geology and mineralogy of massive ores from the Central Okinawa Trough, Japan // Economic Geology. 1993. Vol. 88. P. 2210–2225.
- Halbach P. E., Tunnicliffe V., Hein J. R.* Energy and mass transfer in marine hydrothermal systems // 89th Dahlem Workshop, Berlin, October 14–19, 2003. 365 p.
- Haymon R. M.* Growth history of hydrothermal black smoker // Nature. 1983. Vol. 301. P. 695–698.

Little C. T. S., Herrington R. J., Haymon R. M., Danelian T. Early Jurassic hydrothermal vent community from the Franciscan Complex, San Rafael Mountains, California // *Geology*. 1999. Vol. 27. № 2. P. 167–170.

Maslennikov V. V., Maslennikova S. P., Large R. R., Danyushevsky L. V., Herrington R. J., Stanley C. J. Tellurium-bearing minerals in zoned sulfide chimneys from Cu-Zn massive sulfide deposits of the Urals, Russia // *Mineralogy and Petrology, Special Issue: Ore deposits of the Urals*, 2013. Vol. 107 (1). P. 67–99.

Oudin E., Constantinou G. Black smoker chimney fragments in Cyprus sulphide deposits // *Nature*. 1984. Vol. 308. P. 349–353.

Revan M. K., Genc Y., Maslennikov V. V., Maslennikova S. P., Large R. R., Danyushevsky L. D. Mineralogy and trace element geochemistry of sulfide minerals in hydrothermal chimneys from Upper-Cretaceous VMS deposits of the eastern Pontide orogenic belt (NE Turkey) // *Ore Geology Reviews*. 2014. Vol. 63. P. 129–149.

Shimazaki H., Horikoshi E. Black ore chimney from the Hanaoka Kuroko deposits, Japan // *Mining Geology*. 1990. Vol. 40. № 5. P. 313–321.

В. Н. Анфилов

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

Тектоника плит: величайшее заблуждение и выдающиеся открытия

Концепция тектоники плит как альтернатива стабильному положению континентов зародилась в 1915 г. после публикации немецким геофизиком Альфредом Вегенером книги «Происхождение материков и океанов». Идея А. Вегенера о раздвигании океанического дна базировалась на сходстве очертаний береговых линий Африки и Южной Америки. Второе рождение концепции, после которого она овладела умами многих выдающихся геологов и геофизиков, произошло в 1962 г. после публикации статей Р. Дица и Г. Хесса. Идея, высказанная Р. Дицем и Г. Хессом, сводится к тому, что по оси срединно-океанического хребта происходит образование океанической коры, которая симметрично растекается в стороны. Авторами было высказано предположение, что причиной этих движений является тепловая конвекция в мантии. Одним из первых авторов, который попытался обосновать тепловую конвекцию в мантии, был Д. Маккензи с соавторами [McKenzie et al., 1974]. С этого момента, как считает В. Н. Жарков, впервые появилась модель, благодаря которой геология сделала шаг «по переходу из разряда описательных наук в разряд точных наук» [Жарков, 1983]. Прежде чем рассматривать обоснованность модели тепловой конвекции в мантии, рассмотрим некоторые геологические факты, которые категорически не согласуются с концепцией тектоники плит.

1. Идея раздвигания континентов родилась на основе сходства очертаний береговых линий Африки и Южной Америки. Удивительно, что до настоящего времени никто, кроме Е. М. Рудича [1984], не сделал серьезной попытки сравнить геологические разрезы этих материков, которые, согласно идее спрединга, должны совпадать вплоть до мелового или юрского периодов. На рисунке 1 приведена палеотектоническая схема для раннего и среднего рифея, из которой видно, что ни о каком совпадении разрезов рифея для Америки и Африки не может быть речи.

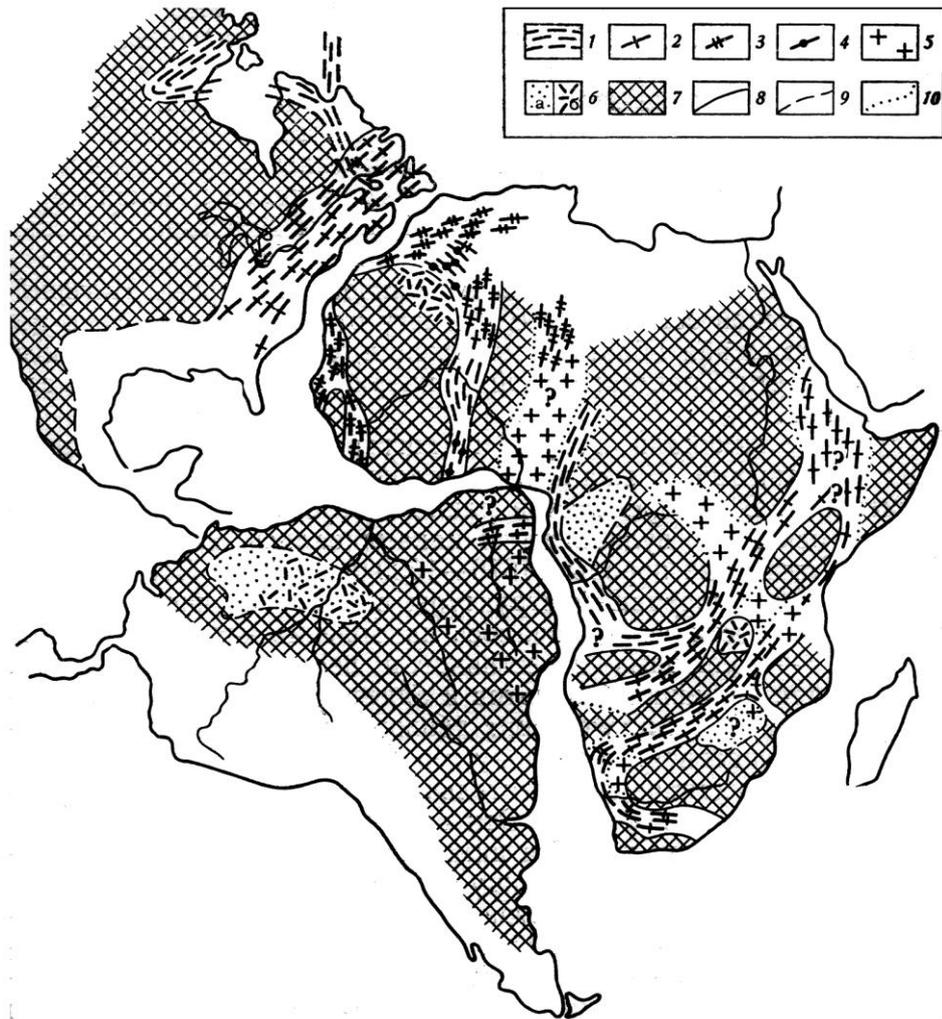


Рис. 1. Сопоставление разрезов рифея Америки и Африки [Рудич, 1977].

1–3 – складчатые пояса; 4 – складки платформенного чехла; 5 – зоны омоложения; 6–10 – платформенные отложения.

2. В 1969 г. было начато глубоководное бурение дна Тихого океана, результаты которого опубликованы в 1978 г. Целью проекта была проверка основных положений тектоники плит. В разных участках дна океана было пробурено более 500 скважин [Рудич, 1984]. В результате ни одно из положений тектоники плит не нашло подтверждения, и в то же время установлены многочисленные факты, противоречащие этой концепции. Отметим некоторые из них. Размещение разновозрастных мелководных осадков относительно осевой линии Срединного хребта не соответствует последовательности, предполагаемой тектоникой плит. В одних и тех же разрезах присутствуют мелководные осадки широкого возрастного диапазона, что категори-

чески противоречит основным положениям тектоники плит. Не обнаружено горизонтальных перемещений блоков океанической коры трансформными разломами. Более того, отдельные блоки в этой области испытали одновременные погружения различной амплитуды. Возраст пород, определенный по магнитным полосовым аномалиям, не соответствует их палеонтологическому возрасту. Профиль скважин, пробуренный через Японский желоб, не подтвердил наличие в этой области зоны субдукции.

3. В последние годы в Срединно-Атлантическом хребте в породах габбро-перидотитового комплекса обнаружены цирконы с возрастом до 3.2 млрд лет [Сколотнев и др., 2010]. Как отмечают Ю. Е. Погребницкий и А. И. Трухалев, этот комплекс по многим параметрам аналогичен породам габбро-перидотитового комплекса Главного Уральского разлома, что коренным образом противоречит концепции тектоники плит [Погребницкий, Трухалев, 2002].

В основе тектоники плит лежат представления о том, что в кристаллической, неравномерно нагретой мантии Земли возникают круговые конвективные потоки, которые способны перемещать литосферные плиты, имеющие мощность до 100 км и горизонтальные размеры в несколько тысяч км [Добрецов и др., 2001]. Идея свободной конвекции в мантии основана на следующем силлогизме:

1. В неравномерно нагретой жидкости возможна свободная конвекция.
2. В определенных условиях твердое тело ведет себя как жидкость.
3. Следовательно, в твердом теле также возможна свободная конвекция.

Считая, что вывод, сделанный на основе двух посылок этого силлогизма, верен, авторы конвективных моделей используют для мантии Земли критерии подобия, которые применяются при описании конвективного теплопереноса в жидкости, полагая, что они применимы и для твердого тела. К сожалению, справедливость этого вывода далеко не очевидна и подобие процессов теплопереноса в кристаллическом веществе мантии и в жидкости требует специального обсуждения.

Единственным условием, позволяющим определить корректность применения к твердой мантии безразмерных параметров, характеризующих конвекцию в жидкости, является безусловное выполнение для нее критериев подобия. Иначе, «можно получить формально верный, но физически ошибочный результат» [Кутателадзе, 1986]. Например, если рассчитывается градиент плотности в мантийной конвективной ячейке с вертикальным размером в 700 км, мы должны быть уверены, что во всем этом интервале среда однородна и, при отсутствии гравитационной неустойчивости в твердой мантии, также как в модельной жидкой системе, реализуется непрерывное адиабатическое распределение плотности. Поэтому при расчете числа Релея мы не имеем права использовать в качестве переменной среднюю плотность вещества мантии, если в ней существуют неоднородности (например, минералы с разной плотностью), в которых отклонения плотности выше ее температурного градиента, обусловленного неравномерным нагревом. О полиминеральном составе мантии свидетельствует наличие в ней переходных зон на глубинах 400 и 650 км, которые связаны с фазовыми превращениями в оливине и пироксене и с распадом оливина на пироксен со структурой перовскита и периклаз [Рингвуд, 1982]. В интервале глубин от 400 до 700 км мантия состоит из оливина, пироксена и Ca-Fe граната. Плотность кристаллических фаз, присутствующих в мантии, варьирует от 4.1 г/см³ у пироксена со структурой перовскита до 3.6 г/см³ у оливина со структурой шпинели, что намного больше изменения плотности, обусловленного ее неравномерным прогревом. Поэтому уравнения, описывающие процесс теплопереноса в однородной среде, в принципе, не применимы для такого материала, каким является вещество мантии.

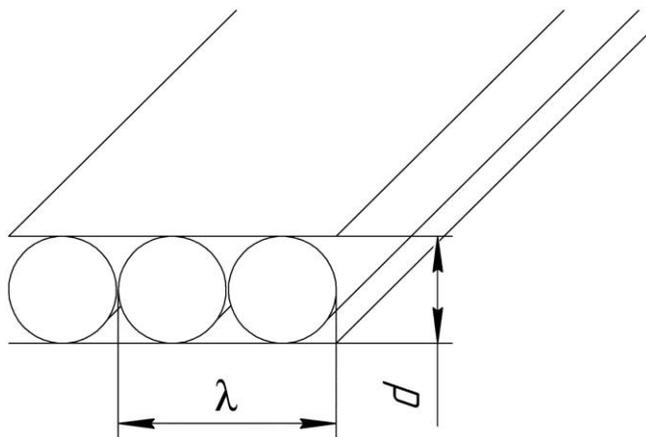


Рис. 2. Соотношение между вертикальным (d) и горизонтальным (λ) размерами конвективных ячеек.

Предположим, что, несмотря на возражения, высказанные выше, конвекция в мантии возможна. При этом возникают следующие проблемы. Максимальный горизонтальный размер конвективной ячейки не может быть больше $1.4 d$ (рис. 2)

[Жарков, 1983]. В. Н. Жарков считает, что для того чтобы конвективный поток мог перемещать литосферные плиты, вертикальный размер конвективной ячейки d должен быть не менее 700 км. Однако при такой величине конвективной ячейки передвигать литосферные плиты размером $10 d$ (7000 км) невозможно, но, как отмечает В. Н. Жарков, увеличить горизонтальный размер ячеек до $10 d$ также невозможно [Жарков, 1983].

Существует вторая проблема. На глубине около 400 км существует переходная зона, обусловленная образованием более плотной модификации оливина. Она фиксируется увеличением плотности на 0.2 г/см^3 . Благодаря скачку плотности основание конвективных ячеек не может опуститься ниже этой границы. Поэтому допустимый вертикальный размер конвективной ячейки не может быть больше 350 км.

Таким образом, главным достижением исследований, инициированных тектоникой плит, является установление системы современных тектонических плит, оконтуренных сочлененными тектономагматическими границами, проходящими не только по дну океанов, но и по континентам. Эта система должна стать основой для построения новой глобальной тектоники, свободной от догм тектоники плит.

Литература

- Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г., Кирдяшкин А. А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: СО РАН, ГЕО, 2001. 409 с.
- Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет. М.: Наука, 1983. 406 с.
- Кутателадзе С. С. Анализ подобия и физические модели. Новосибирск: Наука, 1986. 295 с.
- Погребницкий Ю. Е., Трухалев А. И. Происхождение глубинных базит-гипербазитовых пород – ключевая проблема Срединно-Океанического хребта // Российская Арктика: геологическая история, минералогия, геоэкология. СПб ВНИИОкеангеология. 2002. С. 49–62.
- Рингвуд А. Е. Происхождение Земли и Луны. М.: Недра, 1982. 293 с.
- Рудич Е. М. Атлантический океан и дрейф континентов. М.: Наука, 1977. 176 с.
- Рудич Е. М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.
- Сколотнев С. Г., Бельтнев В. Е., Лепехина Е. Н., Ипатьева И. С. Молодые и древние цирконы из пород океанической литосферы Центральной Атлантики, геотектонические условия // Геотектоника. 2010. № 6. С. 24–59.
- McKenzie D. P., Roberts Y. M., Weiss N. O. Convection in Earth's mantle: towards a numerical simulation // Journal of Fluid Mechanics. 1974. Vol. 62. Pt. 3. P. 465–538.

В. Н. Пучков
Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
puchkv@ufaras.ru

**Взаимосвязь плитных и плюмовых процессов
в глобальном и региональном масштабе.
Плюмовые процессы на Урале**

Проявления плюм-тектоники и плейт-тектоники – суть разные стороны процесса термохимической конвекции [Добрецов, Кирдяшкин, 1993; Пучков, 2009] во всех «твердых» оболочках Земли, кроме внутреннего ядра. Конвекция пространственно разделяется на частично обособленные контуры с разными параметрами, отражающими их различия по фазовому состоянию, составу, температуре, вязкости и скорости движения вещества. Вследствие такого частичного обособления мы можем говорить о кооперации, взаимодействии и взаимовлиянии плейт- и плюм-тектонических процессов и сделать вывод о большом разнообразии этих проявлений, нуждающихся в систематизировании и классификации. Главными тектоническими силами, вызывающими движение плит, признаны интрузивное раздвигание в оси СОХ, погружение плит в мантию под действием силы тяжести, и волочение плит астеносферными течениями, связанными с верхним контуром мантийной конвекции.

Что касается плюмовых процессов, в них преобладают вертикально-направленные силы плавучести разогретых вследствие теплообмена с ядром и насыщенных флюидами и легкоплавкими компонентами отдельных участков мантии, приводящие к подъему обширных районов литосферы, ее растяжению, возникновению грабенов и радиальнонаправленных напряжений, и, в конечном счете, к созданию крупных магматических провинций (КМП) (*Large Igneous Provinces*) [Ernst, 2014]. Вместе с тем, колоссальная энергия суперплюмов расходуется не только на возникновение КМП, но и на усиление и периодическую реорганизацию конвективных течений в астеносфере, а значит, и на движение плит. Кроме того, плюмы взаимодействуют с литосферой – в том числе, толстой и холодной литосферой кратонов, вызывая ее эрозию снизу (со стороны подошвы), понижая сопротивление силам растяжения и разрыва, способствуя рифтогенезу активного типа и распаду континентов и суперконтинентов.

Взаимодействие плюмовых и плейт-тектонических процессов проявляется разнообразно: при сборке и распаде суперконтинентов, при активном рифтогенезе и образовании пассивных окраин континентов вулканического типа, генезисе вулканических цепей с закономерным изменением возраста вулканов на океанических (и реже континентальных) составляющих плит. К этой группе явлений принадлежат и более сложные случаи взаимодействия плюмов с мощными континентальными плитами, когда может происходить возникновение комплексов радиальных даек. Описан феномен «мантийного ветра» и его влияние на форму плюмов и анизотропию окружающей их мантии, с образованием параболических структур. Особое внимание привлекает описанное во многих публикациях взаимодействие плюмов и СОХ, при котором плюмы искажают первичную морфологию СОХ, «притягивая» или расщепляя их, вследствие ослабления литосферы над ними.

Плюмовой активности в субдукционно-коллизийных поясах, наоборот, уделялось незаслуженно мало внимания, несмотря на наличие отдельных очень

основательных региональных исследований, и автор попытался частично компенсировать этот пробел, обсудив эту проблему на примере геологической истории Урала. На Урале вопрос о широком развитии плюмовых процессов был поднят лишь в последнее десятилетие [Пучков, 2010; 2013; Puchkov et al., 2013; 2016], что объясняется сложностью выявления плюмов в древних складчатых областях, где невозможно применение сейсмотомографии, а магматические комплексы частично скрыты под более молодыми осадками, частично эродированы, и вдобавок подверглись интенсивным деформациям.

Петрохимическая характеристика пород плюмов и суперплюмов, при преобладании траппов, может быть очень разнообразной – от пикритов до риолитов, и включать также кимберлиты и карбонатиты. При этом исключаются магматические формации зон спрединга типа I-MORB и надсубдукционных зон.

Благодаря совершенствованию аналитических методов, на Урале геохимический облик магматических пород устанавливается в последнее время с достаточной достоверностью, а возраст их непрерывно уточняется, что при сопоставлении с данными других регионов, приводит к выводу о возможной принадлежности их к плюмам и суперплюмам субглобального масштаба [Краснобаев и др., 2013а; 2013б; Пучков и др., 2011; Puchkov et al., 2013; 2016]. Наиболее перспективными в этом плане являются магматические комплексы Урала (в пределах его западного склона), Пай-Хоя и Новой Земли, где по ним можно предположительно наметить восемь плюмовых и суперплюмовых эпизодов.

1. Вулканизм и малые интрузии нижнего рифея (RF₁). На Башкирском мегантиклинории, вблизи основания нижнего рифея (бурзянская серия), сложенного в основном терригенными и карбонатными отложениями, залегают субщелочные базальты навышской подсветы. Из пробы этих базальтов получены цирконы магматического габитуса и хорошей сохранности, по которым определен возраст 1752 ± 11 млн лет. Этот возраст принят нами как реперный, приближающийся к возрасту основания нижнего рифея в стратотипическом разрезе [Краснобаев и др., 2013а]. Данная датировка вулканитов вписывается в эпизод магматической деятельности (1750–1780 млн лет), проявившейся на целом ряде континентов.

2. Вулканиты и интрузии среднего рифея (RF₂). В основании среднего рифея залегают машакская свита, сложенная базальтами с подчиненными риолитами, а также терригенными толщами от конгломератов до глинистых сланцев. Свита развита в осевой и восточной областях Башкирского мегантиклинория и резко (на расстоянии 20 км) исчезает к западу, попадая в размыв. Вместе с особенностями химизма вулканитов, это обстоятельство позволяет предполагать, что мы имеем здесь западный борт грабена.

Возраст машакской свиты в последнее время был существенно уточнен U-Pb анализами по цирконам в трех лабораториях (SHRIMP во ВСЕГЕИ, в аналитическом Центре университета Кертин, Австралия и CA-IDTIMS в аналитической лаборатории Университета Бойси, США) [Краснобаев и др., 2013б; Puchkov et al., 2013]. Риолиты машакской свиты, расположенные в 300 м выше основания среднего рифея, датированы в пределах 1380–1385 млн лет. Это совпадает с ранее полученной по нашим образцам U-Pb методом (бадделеит) датировкой Главной Бакальской дайки, рвущей бакальскую свиту (1385.3 ± 1.4 млн лет), и ранее опубликованным датировкам Бердяшского плутона и Кусинско-Копанской интрузии. Генетически значимым представляется отнесение к машакскому уровню карбонатитового комплекса Сибири, поскольку карбонатиты обычно сопровождают КМП [Ernst, 2014].

Нами показано, что машакское магматическое событие распространялось далеко за пределы области развития машакской свиты – на участки развития раннего рифея в Башкирском мегантиклинории в виде даек и силлов южной периклинали Тараташского поднятия и на смежную часть Восточно-Европейской платформы в виде долеритов в скважинах Мензелино-Актанышская-183 и Восточноаскинская-1, Палью-1 на Тимане; вулканиты этого возраста известны в Гренландии, Лаврентии, на Сибирском кратоне. Как и в случае с рубежом 1750 млн лет, машакский вулканизм может представлять собой магматическое событие субглобального масштаба на суперконтиненте Нуна [Puchkov et al., 2013].

3. Верхний (RF₃) и низы завершающего (RF₄) рифея. В верхнем рифее вулканиты неизвестны. В последнее время стратиграфия вулканогенно-терригенной толщи на восточном крыле Башкирского мегантиклинория, которая раньше выделялась в качестве аршинской свиты и относилась к нижнему венду, была пересмотрена. Эта свита переведена нами в ранг серии в составе четырех свит. Изучение цирконов, выделенных из вулканогенных пород игонинской свиты, позволило прийти к выводу о полихронности аршинского вулканизма – о проявлении двух основных этапов в его эволюции с рубежами 707.0 ± 2.3 и 732.1 ± 1.7 млн лет [Puchkov et al., 2013]. Вблизи этих вулканитов находятся комагматичные им Бурангуловский и Мазаринский габбро-гранитные массивы того же возрастного уровня. В связи с этим предложено выделять аршинскую серию в качестве завершающего рифея (RF₄, аршиний), в границах примерно 750–600 млн лет. Помимо вышеуказанных магматических пород, в терминальном рифее предполагается развитие мисаелгинского интрузивного комплекса, который представлен двумя дифференцированными феррогаббродиабаз-пикритовыми телами, расположенными в западной части Тараташского выступа. Возраст диабаза из этих тел – 726 ± 13 млн лет (Rb-Sr метод). На платформе в скважине 1-Кипчак описаны лавовые потоки измененных трахибазальтов, датированные Rb-Sr методом как 730 млн лет. Все эти магматические проявления вписываются в гипотетическую КМП, возникшую на самом крупном фрагменте распадающегося суперконтинента Родиния.

4. Верхи завершающего рифея. К аршинию может быть отнесена также более молодая Кирыбинская расслоенная перидотит-пироксенит-габбровая интрузия, расположенная на северо-востоке Башкирского мегантиклинория, которая была датирована как 680 ± 3.4 млн лет. По данным В. М. Горожанина (устное сообщение), к ним по возрасту (689 ± 5 млн лет, Rb-Sr метод) близки оливиновые базальты Кривой Луки. Близкие по возрасту магматиты известны и в Кваркушском антиклинории. Это шегровитский комплекс трахибазальтов – 672 ± 22 млн лет, журавликский верлит-габбро-гранодиоритовый – 671 ± 7.5 млн лет, Троицкий гранитоидный – 671 ± 24 млн лет. Близкий возраст имеют базиты Онежского грабена: 667 ± 31 млн лет. Это могут быть фрагменты скрытой КМП.

5. Ордовикские вулканиты и дайки, связанные с грабеновыми фациями. Образование грабеновых фаций – грубообломочных толщ весьма переменной мощности, сопровождаемое субщелочным вулканизмом, связано на Урале с рифтогенезом, который предвещает заложение пассивной континентальной окраины и океанического бассейна [Пучков, 2010]. Наличие обширной области магматических проявлений позволяет отнести сформировавшуюся окраину к вулканическому типу, образование которого предполагает наличие плюмовой компоненты и выражается в формировании КМП. Аналогичные комплексы отмечаются на востоке Сибирского кратона.

6. Позднеордовикско-силурийский магматический комплекс. Конкордантные U-Pb (SHRIMP) датировки цирконов получены для субщелочных базальтоидов, залегающих в поле развития айской свиты, среди аршинской серии в Тирлянской мульде, вблизи машакской свиты на р. Кузьелга и на хр. Бол. Шатак. Все датировки укладываются в узкий интервал 435–455 млн лет (конец ордовика – лландовери) [Пучков и др., 2011]. Из событий, ранее известных на Южном Урале, лишь одно относительно близко к ордовикско-силурийскому интрузивному этапу по возрасту и территориально, а возможно, и генетически: это возникновение большей части Ильмено-Вишневогорского щелочного карбонатитового комплекса (410–446 млн лет), испытавшего затем преобразования на коллизионных рубежах позднего девона и перми.

7. Девонский магматизм. Новый обзор геологических данных и изотопных определений возраста долеритовых даек и вулканических излияний на всем протяжении Урало-Новоземельской складчатой области указывает на наличие в ней девонских дайковых роев и связанных с ним эффузивов [Ernst, 2014; Puchkov et al., 2016]. Один из этих роев имеет субмеридиональное простирание и связан с несколькими импульсами магматизма (в том числе верхнедевонским) в пределах пассивной окраины Восточно-Европейского континента (точнее Лавруссии). Второй выявляется на Пай-Хое и имеет по U-Pb определениям франско-фаменский возраст и северо-западное простирание. Третья область базальтового вулканизма (палеонтологически датированные базальтовые излияния поздне-среднедевонско-раннефранского возраста) широко представлены на Новой Земле. Все эти магматические проявления на период их формирования принадлежали восточному флангу Днепровско-Кольской КМП.

8. Триасовый магматизм. Триасовая КМП, наложившаяся на большую часть Урало-Новоземельской складчатой зоны, охватывает огромную территорию, включая Западно-Сибирскую плиту, Таймыр, Кузбасс и Сибирскую платформу, и эту провинцию следует называть Урало-Сибирской [Пучков, 2010]. Магматические события на границе перми и триаса можно рассматривать как проявления гигантского суперплюма. На Урале и в Приуралье к ним принадлежат излияния трапповых базальтов триасового возраста, развитые в Тургае, Челябинском районе Южного Урала, в Сосьвинском грабене, на западном склоне Полярного Урала, а также отдельные проявления триасового магматизма на Пай-Хое. С плюмами на Урале связан целый спектр полезных ископаемых [Puchkov, 2016].

Литература

Добрецов Н. Л., Кирдяшкин А. Г. Применение двухслойной конвекции к структурным особенностям геодинамики Земли // Геология и геофизика. 1993. Т. 34. № 1. С. 3–26.

Краснобаев А. А., Козлов В. И., Пучков В. Н., Сергеева Н. Д., Бушарина С. В., Лепехина Е. Н. Цирконология навьшских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // Доклады академии наук. 2013а. Т. 448. № 4. С. 1–6.

Краснобаев А. А., Козлов В. И., Пучков В. Н., Бушарина С. В., Сергеева Н. Д., Падерин И. П. Цирконовая геохронология машакских вулканитов и проблема возраста границы нижний-средний рифей (Южный Урал) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013б. Т. 21. № 5. С. 3–20.

Пучков В. Н. «Великая дискуссия» о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника 2009. № 1. С. 3–22.

Пучков В. Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

Пучков В. Н. Плюмы в истории Урала // Бюллетень МОИП. Отделение геологии. 2013. № 4. С. 64–73.

Пучков В. Н., Козлов В. И., Краснобаев А. А. Палеозойские U-Pb SHRIMP-датировки магматических пород Башкирского мегантиклинория // Геологический сборник ИГ УНЦ РАН. 2011. № 9. С. 36–43.

Ernst R. E. Large igneous provinces. Cambridge University press, 2014. 633 p.

Puchkov V. N. General features relating to the occurrence of mineral deposits in the Urals: What, where, when and why // Ore Geology Review. 2016. doi:10.1016/j.oregeorev.2016.01.005.

Puchkov V. N., Bogdanova S. V., Ernst R., Söderlund U. et al. The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals // Lithos. 2013. Vol. 174. P. 109–124.

Puchkov V. N., Ernst R. E., Hamilton M. A., Söderlund U., Sergeeva N. A Devonian > 2000-km long dolerite swarm belt and associated basalts along the Urals-Novozemelian fold-belt: part of an East-European (Baltica) LIP tracing the Tuzo Superswell // GFF. Journal of the Geological Society of Sweden. 2016. Vol. 138. Is. 1. P. 6–16.

А. В. Маслов

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

Литогеохимические особенности отложений и палеогеодинамические реконструкции¹

Конец XX столетия ознаменовался значительным расширением исследований областей, переходных между континентами и океанами. Для интерпретации обстановок формирования распространенных здесь терригенных ассоциаций активно привлекаются данные об их валовом химическом составе. На их основе в 1980-х гг. разработаны дискриминационные диаграммы, широко вошедшие в практику исследований. Так, для разграничения отложений активных и пассивных континентальных окраин предложена диаграмма $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ [Maynard et al., 1982]. В целях идентификации тектонических обстановок накопления палеозойских граувакк созданы диаграммы $(Fe_2O_3^*+MgO)-K_2O/Na_2O$, $(Fe_2O_3^*+MgO)-Al_2O_3/SiO_2$ и др. [Bhatia, 1983], а несколько позднее – диаграмма SiO_2-K_2O/Na_2O [Roser, Korsch, 1986]. В работе [Bhatia, Crook, 1986] для выводов о геодинамической природе терригенных отложений использованы диаграммы Th–La–Sc, Sc–Th–Zr/10 и Sc/Cr–La/Y.

В основу построений [Maynard et al., 1982] положено представление о том, что рециклированные, зрелые терригенные образования, свойственные областям со спокойной тектоникой (платформы и пассивные континентальные окраины), характеризуются преобладанием K_2O над Na_2O и SiO_2 над Al_2O_3 . Напротив, присущие областям активной тектоники незрелые породы (граувакки и др.) характеризуются относительно небольшими величинами K_2O/Na_2O и SiO_2/Al_2O_3 . Примерно такой же принцип заложен в основу диаграммы SiO_2-K_2O/Na_2O [Roser, Korsch, 1986]. На графиках [Bhatia, 1983] отчетливо выражены изменения химического состава терригенных

¹ В основу настоящего сообщения положены материалы статьи: Маслов А. В., Подковыров В. Н., Мизенс Г. А., Ножкин А. Д., Фазлиахметов А. М., Малиновский А. И., Худолей А. К., Котова Л. Н., Купцова А. В., Гареев Э. З., Зайнуллин Р. И. Дискриминантные палеогеодинамические диаграммы для терригенных пород: опыт сопоставления // Геохимия. 2016. № 6. В печати.

пород от океанических островных дуг к зрелым/приконтинентальным, и далее к породам континентальных окраин: снижение TiO_2 , $Fe_2O_3^*+MgO$ и Al_2O_3/SiO_2 , рост K_2O/Na_2O и $Al_2O_3/(CaO+Na_2O)$.

Кейс № 1. На примере отложений нижнего и среднего рифея Учуро-Майского региона (УМР) и Башкирского мегантиклинория (БМА) рассмотрена возможность использования указанных диаграмм для расшифровки палеогеодинамических обстановок формирования платформенных осадочных последовательностей. В УМР к рифею относятся учурская (RF_1), аимчанская и керпыльская (RF_2), лахандинская и уйская (RF_3) серии [Маслов и др., 2012]. Терригенные и карбонатно-терригенные последовательности бурзяния (RF_1) и юматиния (RF_2) в УМР накапливались, согласно геологическим данным, в относительно небольших эпикратонных бассейнах. В начале позднего рифея был сформирован глубоководный рифтогенный прогиб, развитие которого завершилось ~940–950 млн лет назад. Типовой разрез рифея БМА объединяет бурзянскую (RF_1), юматинскую (RF_2) и каратаускую (RF_3) серии. В бурзянии и юматинии здесь существовали небольшие эпикратонные бассейны; для каратавия реконструируется латеральный ряд формаций, присущий океаническому бассейну. В самом начале бурзяния и юматиния на территории БМА имели место процессы внутриконтинентального рифтогенеза.

На диаграмме $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ практически все точки составов *песчаников* нижнего и среднего рифея УМР локализованы в области значений, типичных для терригенных образований пассивных континентальных окраин (ПКО). На диаграмме SiO_2-K_2O/Na_2O ситуация несколько иная – подавляющая часть точек псаммитов тяготеет к области составов, свойственных песчаникам ПКО, а точки песчаников тоттинской свиты (RF_2) расположены в полях активных континентальных окраин (АКО) и океанических островных дуг (ООД). Последнее может быть связано с постепенной активизацией тектонических процессов, приведшей к рифтогенной деструкции и орогенезу уйского времени. На диаграмме $(Fe_2O_3^*+MgO)-TiO_2$ точки псаммитов учурской, аимчанской, керпыльской и лахандинской серий демонстрируют существенный разброс. Достаточно неопределенная ситуация с распределением точек песчаников нижнего и среднего рифея УМР наблюдается и на диаграмме F1–F2. Если обратиться к анализу соотношений Th, La и Sc в псаммитах УМР то можно видеть, что на диаграмме Th–La–Sc последние тяготеют, в основном, к полю песчаников континентальных окраин. В то же время, ряд точек псаммитов аимчанской и керпыльской серий расположен в поле составов, характерных для периферии зрелых/приконтинентальных островных дуг (ЗОД).

Глинистые породы нижнего и среднего рифея УМР на диаграмме $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ также практически полностью отвечают полю ПКО. На диаграмме SiO_2-K_2O/Na_2O подавляющее большинство точек глинистых пород учурской, аимчанской, керпыльской и лахандинской серий также расположено в поле ПКО. К полю АКО на данной диаграмме тяготеет ряд точек тонкозернистых обломочных пород трехгорной свиты (RF_1), а также значительное число точек тоттинских аргиллитов (RF_2). Последнее может быть следствием процессов активизации в условиях нивального климата и поступлением в бассейн слабо преобразованной процессами выветривания тонкой алюмосиликокластике. Иная картина наблюдается на диаграмме $(Fe_2O_3^*+MgO)-TiO_2$, где почти все точки глинистых пород рифея УМР расположены в полях ЗОД и ООД. На диаграмме F1–F2 подавляющая часть точек глинистых пород сосредоточена в поле АКО. На диаграмме Sc–Th–Zr/10 глинистые породы тяготеют почти исключительно к полю ЗОД. На диаграмме Sc/Cr–La/Y по значениям параметра Sc/Cr они

близки к отложениям ПКО, тогда как величины La/Y в значительной части образцов заметно выше.

На диаграмме $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ все образцы *песчаников* БМА расположены в поле составов, характерных для терригенных отложений ПКО. Практически та же ситуация наблюдается и на диаграмме SiO_2-K_2O/Na_2O . Напротив, на диаграмме $(Fe_2O_3^*+MgO)-TiO_2$ можно видеть значительный разброс точек *песчаников* как юшинской (RF_1), так и зигазино-комаровской и авзянской свит (обе – RF_2): в первом и последнем случаях образуемые ими области отвечают как полям ПКО и АКО, так и полю ЗОД. Псаммиты зигазино-комаровской свиты по соотношению $(Fe_2O_3^*+MgO)$ и TiO_2 частично локализованы в перечисленных выше полях, а частично располагаются вне их. Наконец, на диаграмме F1–F2 две трети точек *песчаников* нижнего и среднего рифея БМА тяготеют к полю ПКО, остальные расположены в поле АКО.

Глинистые породы нижнего и среднего рифея БМА по параметрам K_2O/Na_2O и SiO_2/Al_2O_3 отвечают ПКО. На диаграмме SiO_2-K_2O/Na_2O разброс фигуративных точек несколько шире; их 60–70 % расположено в поле ПКО, тогда как 30–35 % отвечает образованиям более активных обстановок. Геохимические особенности глинистых пород в одном случае свидетельствуют о принадлежности их к отложениям ЗОД, а в другом – позволяют предполагать их сходство с образованиями ПКО.

Резюме. Приведенные выше материалы показывают, что только некоторые из обычно используемых дискриминационных палеотектонических диаграмм позволяют с определенной степенью достоверности реконструировать обстановки формирования платформенных осадочных последовательностей. Для *песчаников* такими диаграммами являются $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ и SiO_2-K_2O/Na_2O . На диаграммах $(Fe_2O_3^*+MgO)-TiO_2$ и F1–F2 в поля ПКО попала только часть точек *песчаников* УМР и БМА, хотя, исходя из геологической ситуации, все они являются платформенными или субплатформенными образованиями. Платформенная природа глинистых пород рифея УМР и БМА с наибольшей степенью достоверности устанавливается также с помощью диаграмм $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ и SiO_2-K_2O/Na_2O . На двух других не наблюдается соответствие между геологической природой глинистых пород и положением их точек в классификационных полях. Особенно ярко это выражено для диаграммы $(Fe_2O_3^*+MgO)-TiO_2$, которая, как и ряд других диаграмм М. Бхатиа, разработана для обломочных пород приостроводужных бассейнов. Диаграммы $Sc-Th-Zr/10$ и $Sc/Cr-La/Y$ для глинистых пород также не дают информации, адекватной геологическим наблюдениям. Малоинформативна для *песчаников* в этом отношении и диаграмма $Th-La-Sc$.

Кейс № 2. В 2013 г. опубликованы новые дискриминационные диаграммы для терригенных пород с высоким (63–95 %) и низким (35–63 %) содержанием SiO_{2adj} [Verma, Armstrong-Altrin, 2013]. Границы классификационных полей на них проведены на основе ряда математических выкладок, а эталонными объектами послужили неоген-четвертичные терригенные образования известных тектонических обстановок (Курило-Камчатская, Рюкю, Филиппинская и другие островные дуги; рифты Мексики, Бразилии, Нигерии, Китая, Монголии и др.; коллизионные зоны Непала, Индии, Италии и др.). Для диаграммы с $63 \% < (SiO_2)_{adj} < 95 \%$ «проценты соответствия» для образцов из островодужных, рифтогенных и коллизионных обстановок варьировали в пределах 94–96, 79–85 и 83–88 %. Для диаграммы с $(SiO_2)_{adj}$ от 35 до 63 % для тех же обстановок «проценты соответствия» равны 90, 75–92 и 96–100 %. Предложенные диаграммы апробированы на двух выборках данных. Первая включает обломочные породы известных тектонических обстановок: 1) миоцен-плейстоценовые образова-

ния бассейна Сикоку (островодужные обстановки); 2) современные отложения Нижней Калифорнии (рифтовые обстановки); 3) пески Гималаев (коллизийные обстановки) и др. «Процент соответствия» для них составил 60 % и более. Вторая выборка объединяет ряд более древних объектов: 1) серия Модис зеленокаменного пояса Барбертон (форландовый бассейн); 2) глинистые породы пояса Абитиби (Канада) (островодужные обстановки); 3) нижнепротерозойские образования кратона Бунделькханд (Индия) (пассивная окраина); 4) неопротерозойские отложения серии Хаммамат (Египет) (орогенные обстановки). «Проценты соответствия» для данной выборки варьируют, но также являются весьма высокими.

Для сравнения новых диаграмм и диаграмм 1980-х гг. командой исследователей (В. Н. Подковыров, Г. А. Мизенс, А. Д. Ножкин, А. М. Фазлиахметов, А. И. Маляновский, А. К. Худолей, Л. Н. Котова, А. В. Купцова, Э. З. Гареев, Р. И. Зайнуллин и автор этих строк) был сформирован банк аналитических данных, включающий валовые химические анализы песчаников и глинистых пород, накапливавшихся в коллизийных, рифтогенных, островодужных, а также платформенных обстановках.

На диаграмме $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ точки терригенных пород большинства *рифтогенных* последовательностей тяготеют к полю ПКО. Несколько по-иному распределены здесь фигуративные точки песчаников айской (RF₁) и машакской (RF₂) свит БМА, а также песчаников и глинистых сланцев уйской серии УМР: одна часть их расположена в поле ПКО, другая – в поле АКО. Примерно также распределены точки пород рифтогенных обстановок на диаграмме SiO_2-K_2O/Na_2O . Точки глинистых сланцев айской и машакской свит сосредоточены здесь, однако, в основном, в поле ПКО, часть же их присутствует в поле островодужных образований.

На диаграмме $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ почти все точки *островодужных образований* сосредоточены в области составов, сформированных в АКО. На диаграмме $(Fe_2O_{3\text{общ}}+MgO)-Al_2O_3/SiO_2 \sim 8\%$ их попадает в поле АКО; остальные сконцентрированы в полях ЗОД и ООД.

На диаграмме $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ фигуративные точки песчаников и глинистых пород *коллизийных обстановок* сосредоточены преимущественно в поле ПКО. Только относительно небольшая часть псаммитов верхнего венда Южного Урала и Беломорско-Кулойского плато присутствует и в поле АКО. В этом же поле локализована значительная доля точек песчаников верхнего венда Шкаповско-Шиханской впадины (нескладчатая моласса). Точки песчаников вулканогенной молассы Олюторского террейна сконцентрированы почти исключительно в поле АКО. На диаграмме SiO_2-K_2O/Na_2O точки псаммитов вулканогенной молассы почти полностью сосредоточены в поле ООД. К полю АКО тяготеют почти все фигуративные точки псаммитов верхневендской молассы Южного Урала и нескладчатой молассы, выполняющей Шкаповско-Шиханскую впадину. Наконец, в поле ПКО сосредоточено основное количество точек псаммитов нескладчатой молассы верхнего венда Беломорско-Кулойского плато и Днестровского перикратона, а также глинистых пород шунтарской, сосновской и ряда других свит Енисейского кряжа, накапливавшихся в обстановке коллизии. На диаграмме $(Fe_2O_{3\text{общ}}+MgO)-Al_2O_3/SiO_2$ к полям ПКО и АКО тяготеет большинство точек песчаников нескладчатой молассы Беломорско-Кулойского плато, Днестровского перикратона и Шкаповско-Шиханской впадины. В основном, в этих же полях сосредоточены точки псаммитов верхневендской молассы Южного Урала. Песчаники вулканогенной молассы Олюторского террейна отвечают полям составов, характерных для АКО и ЗОД.

На диаграмме $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ почти все точки песчаников и глинистых пород, принадлежащие по общегеологическим критериям к *платформенным* и сходным с ними образованиям, локализованы в поле ПКО. Некоторым исключением являются только юрские отложения западной части Западной Сибири, фигуративные точки которых попадают в поле АКО. Своеобразие состава последних проявлено и на диаграмме SiO_2-K_2O/Na_2O , где они расположены, главным образом, в полях АКО и ООД. Все сказанное дает основания предположить, что они сложены слабо переработанным материалом островодужных ассоциаций Урала. Все остальные точки платформенных песчаников и глинистых пород, как и точка РААС, сосредоточены в поле ПКО. На диаграмме $(Fe_2O_{3общ}+MgO)-Al_2O_3/SiO_2$ в поле ПКО, к которому, казалось бы, должны тяготеть все точки терригенных платформенных образований из нашего банка данных, сосредоточено 60–70 % образцов песчаников рифея УМР, а также некоторая часть алевропсаммитов юры Западной Сибири. Глинистые породы бакальской, зигазино-комаровской и авзянской свит БМА тяготеют к полям ЗОД и ООД, а точки юрских псаммитов, в основном, попадают в поля АКО и ЗОД. К этим же полям, а также к полю ООД приурочены глинистые породы венда Непско-Ботубинской антеклизы. Все сказанное подтверждает вывод о том, что использование диаграмм М. Бхатиа, несмотря на присутствие на них поля ПКО, для платформенных отложений некорректно.

На диаграмме $K_2O/Na_2O-SiO_2/Al_2O_3$ практически все фигуративные точки песчаников и глинистых пород каратавия БМА, а также удерейской, горбилокской и кординской свит Енисейского кряжа, накапливавшиеся в обстановках, сходных с *обстановками пассивных окраин*, сосредоточены в поле ПКО. На диаграмме SiO_2-K_2O/Na_2O точки глинистых пород Енисейского кряжа достаточно компактно локализованы в поле АКО. Совокупности же точек песчаников и глинистых пород каратауской серии, хотя и тяготеют к полю ПКО, распадаются на ряд кластеров. Весьма интересным является распределение точек песчаников и глинистых пород, представляющих обстановки пассивных окраин, на диаграмме $(Fe_2O_{3общ}+MgO)-Al_2O_3/SiO_2$. Здесь 80–85 % песчаников каратауской серии сосредоточено в поле ПКО, тогда как ассоциирующие с ними глинистые породы локализованы, главным образом, в полях ЗОД и ООД. Примерно такое же положение занимают и глинистые породы удерейской, горбилокской и кординской свит Енисейского кряжа. Это может быть иллюстрацией известного вывода о том, что химический состав песчаников является более чутким индикатором палеогеодинамических обстановок, чем состав глинистых пород [Тейлор, МакЛеннан, 1988].

Подавляющее большинство песчаников и глинистых пород, сформировавшихся в *рифтогенных* или сходных с ними обстановках, характеризуется $(SiO_2)_{adj} > 63 \%$, поэтому для них использована диаграмма для высококремнистых составов. На ней две трети точек соответствует полю составов рифтогенных обстановок; остальные попадают в поле коллизионных отложений.

Породы, накапливавшиеся в *островодужных обстановках*, принадлежат как высоко-, так и низкокремнистым образованиям. На низкокремнистой диаграмме в соответствующее им поле попали только точки девонских песчаников восточного склона Южного Урала, тогда как осадочно-метаморфические образования Предивинского террейна и Канского блока распределились примерно поровну в полях составов рифтогенных и коллизионных обстановок. На высококремнистой диаграмме в островодужном поле сосредоточено около 100 % образцов девонских песчаников Южного Урала, что соответствует реальной геологической ситуации. В это же поле попало

значительное число образцов юдинской и предивинской толщ Предивинского и Арзыбейского террейнов. Осадочно-метаморфические образования Канского блока, напротив, тяготеют к полям рифтогенных и коллизионных обстановок.

На диаграмме $(\text{SiO}_2)_{\text{adj}} > 63\%$ в поле *коллизионных обстановок* попало 80–85 % точек песчаников молассы Предуральского прогиба. Точки пород остальных объектов распределены в полях рифтогенных и коллизионных образований. Песчаники верхневендской молассы БМА сконцентрированы, в основном, в поле составов рифтогенных обстановок, что не согласуется с представлениями одних авторов, но достаточно хорошо отвечает точке зрения других. Вынесение на эту же диаграмму составов пород ряда *платформенных ассоциаций*, хотя она и строилась без учета их химического состава, показало, что точки разных объектов распределяются между полями рифтогенных и коллизионных образований.

Резюме. Анализ распределения точек на разных диаграммах показал, что на графиках Дж. Мейнарда с соавторами, а также Б. Розера и Р. Корша точки пород рифтогенных обстановок сосредоточены в поле ПКО. На диаграмме $(\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}+\text{MgO})-\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ совокупность составов рифтогенных образований распределена во всех классификационных полях, что делает использование ее для выявления отложений рифтогенных обстановок некорректным. Точки пород коллизионных обстановок на диаграмме Дж. Мейнарда с соавторами сосредоточены в поле ПКО. На диаграмме Б. Розера и Р. Корша более половины точек этого типа обстановок сконцентрировано в поле АКО, а на диаграмме $(\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{общ}}+\text{MgO})-\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ они локализованы в полях ПКО, АКО и ЗОД. Все сказанное подтверждает вывод, что только некоторые из широко используемых диаграмм (в первую очередь, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ и $\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$) позволяют с определенной степенью достоверности реконструировать обстановки формирования платформенных осадочных последовательностей. На диаграмме Б. Розера и Р. Корша поля терригенных пород различных обстановок имеют более чем 60–70 %-ное перекрытие; разграничить их корректно невозможно.

На высококремнистой диаграмме DF_1-DF_2 принципиальные отличия в расположении точек терригенных пород платформенных, рифтогенных и коллизионных ассоциаций отсутствуют. Кроме того, отсутствуют области, относящиеся к какому-то одному классификационному полю. Контуры большинства из них занимают, как правило, часть поля рифтогенной ассоциации и часть поля коллизионной. Островодужные ассоциации смещены в область значений $-4 < \text{DF}_2 < +6$ при относительно неизменных величинах DF_1 ($-5, -4 \dots +4$). При этом псаммиты островодужных обстановок Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала локализованы в соответствующем им по геологическим наблюдениям поле как на высоко-, так и на низкокремнистой диаграммах, а вот осадочно-метаморфические образования различных структурных элементов Енисейского кряжа и его обрамления тяготеют к области сочленения границ полей и распознать их природу с помощью данной диаграммы практически невозможно.

Следовательно, диаграммы обоих поколений позволяют более или менее корректно разграничить терригенные ассоциации только платформенных, рифтогенных, пассивно-окраинных и островодужных обстановок. Фигуративные точки пород коллизионных ассоциаций самостоятельного поля на них не образуют.

Кейс № 3. Так как жизнь не стоит на месте, активно тестируются старые и разрабатываются новые дискриминационные диаграммы. В самом начале 2016 г. опубликована статья, посвященная разграничению отложений активных и пассивных окраин [Verma, Armstrong-Altrin, 2016]. Основой для нее явились аналитические

данные (как порообразующие оксиды, так и редкие и рассеянные элементы) по неоген-четвертичным отложениям различных регионов. Анализ диаграмм предшественников показал, что величина «процента успеха» для большинства из них варьирует от 0 до 30 %. Новая диаграмма авторов, базирующаяся на двух дискриминационных функциях, включающих сведения о содержаниях порообразующих и малых элементов, позволяет, по их мнению, с вероятностью 87–97 % и 84–86 % разграничить отложения, сформированные в обстановках АКО и ПКО. Будем тестировать ее и мы.

Литература

Маслов А. В., Подковыров В. Н., Гареев Э. З. К оценке палеогеодинамических обстановок формирования осадочных последовательностей нижнего и среднего рифея Учуро-Майского региона и Башкирского мегантиклинория // Тихоокеанская геология. 2012. Т. 31. № 5. С. 55–68.

Тейлор С. Р., МакЛеннан С. М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 384 с.

Bhatia M. R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // Journal of Geology. 1983. Vol. 91. № 6. P. 611–627.

Bhatia M. R., Crook K. A. W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1986. Vol. 92. P. 181–193.

Maynard J. B., Valloni R., Ho Shing Ju. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basin // Journal of Geological Society of America. Special Publications. 1982. № 10. P. 551–561.

Roser B. D., Korsch R. J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // Journal of Geology. 1986. Vol. 94. № 5. P. 635–650.

Verma S. P., Armstrong-Altrin J. S. New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins // Chemical Geology. 2013. Vol. 355. P. 117–133.

Verma S. P., Armstrong-Altrin J. S. Geochemical discrimination of siliciclastic sediments from active and passive margin settings // Sedimentary Geology. 2016. Vol. 332. P. 1–12.

В. Н. Огородников, Ю. А. Поленов, А. Н. Савичев

*Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург
igg.gl@m.ursmu.ru*

Значение современной генетической систематизации жильного кварца при проведении кварцеметрической съемки (на примере Уфалейского кварценосного района)

На рубеже 50–60-х годов прошлого столетия в промышленность начал внедряться новый вид природного кварцевого сырья – гранулированный кварц, на много лет определивший пути развития сырьевой базы кварца для плавки прозрачного кварцевого стекла – особо чистого кварца (в современной терминологии – сырьевой источник для высококачественных кварцевых концентратов – HRK).

Начало систематического исследования кварца на Урале связано с именем профессора СГИ Г. Н. Вертушкова [1966, 1970]. В результате совместной работы коллектива кафедры минералогии Свердловского горного института и геологов производственных организаций в период с 1961 по 1966 гг. был разработан метод поле-

вых наблюдений и лабораторных исследований жильного кварца – кварцетрическая съемка, эффективность которой доказана ее использованием в течение 50 лет. Кварцетрическая съемка представляет собой комплекс работ, позволяющий выявить типы кварца и установить закономерности их распределения на исследуемой площади, и включает в себя следующие элементы: изучение свойств жильного кварца, которые позволяют количественно характеризовать объект исследования; выделение и описание типов жильного кварца; изучение свойств жильного кварца конкретного геологического региона и отнесение того или иного образца к определенному типу кварца; генетическое истолкование результатов.

Первоначально, жильный кварц в пределах Уфалейского мигматитового комплекса делился на два структурных типа [Емлин и др., 1988; Мельников, 1988]: 1) гигантозернистый массивный кварц (а – стекловидный, б – молочно-белый) и 2) гранулированный кварц (а – однородный «кыштымский тип», б – неоднородный «уфалейский тип»).

К первому типу относятся первичные структуры, обусловленные процессами роста индивидов, ко второму типу – структуры вторичные, возникшие в процессе метаморфических преобразований жильного кварца. Гранулированный кварц возник в процессе метаморфизма исходного гигантозернистого кварца [Вертушков, 1955; Вертушков и др., 1970].

По мнению Е. П. Мельникова [1988], многоэтапность формирования гнейсово-мигматитовых комплексов обуславливает совмещение в одной зоне различных типов кварцевых жил, относящихся к разным возрастным семействам. В развитие этих воззрений Л. Е. Серковой [1990] была предложена уточненная классификация промышленно-генетических типов кварцевых образований, где кроме уфалейского и кыштымского типов, появляются пугачевский, слюдяногорский и щербаковский.

Процессы, протекающие в жилах в период отложения кварца и в дальнейшем, в результате которых существенно изменяется строение и состав жильной массы, Г. Н. Вертушков [1955; 1970] назвал метаморфизмом жильного кварца. Э. Ф. Емлин и др. [1988] рассматривали гранулированный кварц как «агрегат гранобластовой структуры, слагающий часто будинированные и согласные, реже секущие жилы, претерпевшие термодинамометаморфизм совместно с вмещающими породами. Гранулированный кварц находится в общем ряду метаморфогенных структур, он содержит следы реликтовых структур роста и более поздние эпигенетические изменения кварца». По нашему убеждению неправомерно применять термин метаморфизм для объяснения существенного изменения строения и состава жильной массы как в период отложения кварца, так и при дальнейших его преобразованиях. Такой подход не позволяет объективно рассматривать участие в генезисе кварцевых жил, сложенных мелкозернистым кварцем, образованных в результате гидротермальных процессов – метасоматоза, грейзенизации и других, протекавших в самые разные временные этапы и стадии.

Подводя итоги прошедшего периода, можно сказать, что к настоящему времени описано и дано объяснение, часто совершенно по-разному, большинству наблюдаемых в природном жильном кварце текстурных и структурных особенностей. Остается актуальной проблема классификации жильного кварца на базе последних достижений и максимально приближенной к практике геологоразведочных работ. В этом отношении заслуживает большого внимания и внедрения в практику геологоразведочных и исследовательских работ, предложенная А. А. Кораго и А. В. Козловым [1988] классификация текстур и структур жильного кварца хрусталоносных областей.

Т а б л и ц а

Генетическая типизация жильного кварца Уфалейского кварценосного района

Тип кварца по структурным особенностям	Геологические тела	Минерально-технологический тип	Родоначальный магматический комплекс	Генетический, формационный тип	Геодинамический режим	Эталонные кварцевые жилы
Светло-серый, мелко-среднезернистый (1–3 мм)	Маломощные согласные прожилки			Метаморфогенный, первично-зернистый	Метаморфизм карельского мегацикла (1.8–1.7 млрд лет)	
Серый, полупрозрачный, средне-крупнозернистый (2–10 мм)	Субсогласные тела мощностью до 1 м	Слюдяногорский	Чусовской комплекс субщелочных гранитоидов, «гиганто-мигматиты»	Метаморфогенный, вторично-зернистый, перекристаллизованный	Рифтогенез рифейского мегацикла (1.35–1.0 млрд лет)	Кварцевая жила № 170
Молочно-белый, мелкозернистый (1–2 мм)	Крупные тела в шовных рифтогенных зонах	Уфалейский	Битимский комплекс субщелочных гранитоидов, альбититы, карбонатиты	Гидротермально-метасоматический, первично-зернистый,	Байкальский (кадомский) коллизийный цикл (620–525 млн лет)	Кварцевая жила № 175
Серый, тонкозернистый льдистоподобный	Крупные тела в шовных зонах	Егустинский	Козловгорский комплекс субщелочных гранитоидов-сиенитов, нельсониты	Гидротермально-метасоматический, первично-зернистый,	Завершение байкальского (кадомского) коллизийного цикла (500–400 млн лет)	Кварцевые жилы №№ 2136, 191
Молочно-белый, полупрозрачный, крупногигантозернистый	Плитообразные тела разной мощности и протяженности	Пугачевский	Нижне-уфалейский комплекс гранитоидов	Гидротермальный, первично-зернистый,	Ранняя коллизия палеозойского цикла (360–320 млн лет)	Кварцевые жилы № П-3, П-21
Светло-серый, полупрозрачный, гранулированный среднезернистый (до 3–5 мм)	Будинообразные тела разной мощности и протяженности	Кыштымский	Кизильский комплекс микроклиновых гранитов	Метаморфогенный, вторично-зернистый, гранулированный	Поздняя коллизия палеозойского цикла (310–240 млн лет)	Кварцевая жила № 101 (Болотная)
Светло-серый, полупрозрачный, крупнозернистый (фрагментарно-катакластический)	Плитообразные тела разной мощности и протяженности	Вязовский	Кизильский комплекс микроклиновых гранитов	Метаморфогенный, вторично-зернистый, катакластический	Поздняя коллизия (310–240 млн лет)	Вязовское поле
Бесцветный или дымчатый, стекловидный, гигантозернистый	Плитообразные тела разной мощности и протяженности	Щербаковский	Кизильский комплекс микроклиновых гранитов	Гидротермальный, первично-зернистый, гиганто-зернистый	Поздняя коллизия (310–240 млн лет)	Щербаковская

Проведение кварцетрической съемки, как эффективного метода геологического изучения кварцево-жильных полей, в настоящий период явно сдерживается отсутствием генетически обоснованных классификаций типов жильного кварца и кварцево-жильных образований с указанием их возрастных взаимоотношений. Это приводит к несопоставимости результатов работ разных исследователей, невозможности или большим трудностям в сравнении описаний кварца разных регионов, а зачастую и не совсем правильному выбору объектов геологоразведочных работ. Кварцетрическая съемка, без сомнения, является одним из наиболее рациональных методов полевых исследований кварца и кварцевых объектов. Такую съемку необходимо проводить не только при поисках безрудных кварцевых жил и пьезокварца, но и при поисках месторождений кварцево-жильного типа других видов полезных ископаемых. Основным полевым методом кварцетрической съемки является метод визуального геологического обследования.

За прошедший период проведены разносторонние исследования свойств разных типов кварца Уфалейского метаморфического комплекса, но и по настоящее время не найдены ответы на многие проблемы генезиса геологических тел, сложенных зернистым кварцем. В последнее время появилось большое количество статей и диссертаций, рассматривающих жильный кварц Кыштымского месторождения как однотипный, гранулированный, упуская из виду, что на Кыштымском месторождении несколько генетических типов жильного кварца, большую часть из которых нельзя называть гранулированным.

Наши исследования подтвердили наличие разновидностей кварца, имеющих различие в текстурно-структурных особенностях и позволили найти этому генетические объяснения [Огородников и др., 2007; 2014]. Нами выделены следующие типы жильного кварца (табл.): метаморфической дифференциации, слюдяногорский, уфалейский, егустинский, пугачевский, кыштымский и шербаковский, каждый из которых имеет свой генезис.

Жилы метаморфической дифференциации сложены первично-зернистым грануломорфным кварцем, образовавшимся при метаморфизме. Слюдяногорский тип кварца образуется при метаморфогенно-метасоматических процессах перекристаллизации с кварцем гранобластовой структурой. Уфалейский тип кварца отлагается метасоматическим путем с образованием первично мелкозернистого агрегата, который при последующих преобразованиях претерпевает перекристаллизацию, приводящую к образованию неравномерной гетерогранобластической структуры кварцевого агрегата. Егустинский тип кварца образуется метасоматическим путем с образованием первично мелкозернистого агрегата. Из всех выделенных генотипов кварца только кыштымский является гранулированным, образующимся по жилам, сложенным первоначально гигантозернистым стекловидным кварцем пугачевского типа. Пугачевский (вязовский) кварц сложен первоначально гигантозернистым, молочно-белым или стекловидным кварцем, претерпевшим в последующем неполную катакластическую деформацию (фрагментарно-катакластический кварц). Таким образом, разные онтогенетические типы кварца характеризуются различными условиями образования и, как следствие, различными структурами кварца, которые и должны быть использованы при кварцетрической съемке.

Литература

Вертушков Г. Н. Метаморфизм жильного кварца // Тр. СГИ. 1955. Вып. XXII. С. 193–201.

- Вертушков Г. Н., Соколов Ю. А., Якишин В. И., Борисков Ф. Ф.* Кварцеметрическая съемка как метод поисков жильных месторождений // Тр. СГИ. 1966. Вып. 48. С. 224–230.
- Вертушков Г. Н., Борисков Ф. Ф., Емлин Э. Ф., Синкевич Г. А., Соколов Ю. А., Якишин В. И.* Жильный кварц восточного склона Урала // Тр. СГИ. 1970. Вып. 66. Ч. II. 103 с.
- Емлин Э. Ф., Синкевич Г. А., Якишин В. И.* Жильный кварц Урала в науке и технике. Свердловск: Ср.-Ур. книжное изд-во, 1988. 270 с.
- Кораго А. А., Козлов А. В.* Текстуры и структуры жильного кварца хрусталеносных областей. Л.: Недра, 1988. 159 с.
- Мельников Е. П.* Геология, генезис и промышленные типы месторождений кварца. М.: Недра, 1988. 216 с.
- Огородников В. Н., Сазонов В. Н., Поленов Ю. А.* Минерагеня шовных зон Урала. Ч. 3. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Южный Урал). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН–УГГУ, 2007. 187 с.
- Огородников В. Н., Коротеев В. А., Поленов Ю. А. и др.* Золоторудная, редкометальная и хрусталеносная минерализации месторождений Урала кварцево-жильного типа. Екатеринбург: УрО РАН–УГГУ, 2014. 312 с.
- Серкова Л. Е.* Типоморфные особенности жильного безрудного кварца (по данным ИК- и ЭПР-спектроскопии) // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Свердловск, 1990. 20 с.

В. И. Сначев

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
SAVant@inbox.ru*

Новый вариант модели образования Белорецкого метаморфического комплекса (Южный Урал)

Белорецкий высокобарический зональный метаморфический комплекс расположен в восточной части Башкирского мегантиклинория в пределах Маярдакского антиклинория. Он подковообразно огибает северное замыкание Зилаирского синклинория и протягивается в северо-восточном направлении на расстоянии около 120 км при ширине 20–40 км. В его строении принимают участие нижне-, средне- и верхнерифейские отложения, общая мощность которых составляет 4–5 км [Алексеев и др., 2009]. Исходными породами комплекса являются песчано-глинистые, карбонатные и углеродистые отложения, заметно реже – интрузивные тела и эффузивы основного состава. Они испытали несколько этапов преобразований, в результате чего сформировался зональный комплекс, центральная часть которого диаметром 7–8 км сложена породами эклогитовой, промежуточная шириной 2–10 км – амфиболитовой и внешняя шириной 15–20 км – зеленосланцевой фаций метаморфизма. Их образование происходило при 12–13 кбар и 600–650 °С, 5.0–5.5 кбар и 500 °С и 2–3 кбар и 350–400 °С, соответственно (рис.).

Интерес к Белорецкому комплексу связан с выявлением в углеродистых отложениях зигазино-комаровской свиты проявлений золота Отнурок и ряда локальных участков с его промышленным содержанием [Рыкус и др., 2000; Сначев и др., 2007].

На проблему формирования комплекса существует множество точек зрения, что само по себе уже говорит о неоднозначности ее решения. В частности, интенсивный метаморфизм пород восточной части западного склона Урала, в том числе и

Белорецкого комплекса, различными исследователями связывался с геосинклинальным тектогенезом, невоскрытыми гранитными интрузиями, влиянием зоны Главного Уральского разлома, эпиконтинентальной орогенной активизацией, конвергенцией литосферных плит, орогенезом в обстановке активной континентальной окраины и коллизии литосферных плит, преобразованием пород в зонах тектонического сжатия и т. д. [Алексеев и др., 2009]. Однако ни одна из точек зрения не в состоянии объяснить концентрическую зональность метаморфического комплекса.

Вариант с невоскрытым Ахмеровским гранито-мигматитовым массивом, на поверхности представленным небольшими выходами гнейсовидных и метаморфизованных гранитов [Алексеев и др., 2009; Рыкус и др., 2011] и четко фиксируемым на глубине геофизическими методами, также не подходит, т. к. время его становления (1381 ± 23 млн лет [Краснобаев и др., 2008]) исключает метаморфизм развитых по его периферии средне-верхнерифейских образований. Вместе с тем известно, что гранито-мигматитовые купола являются многофазными и формируются на протяжении нескольких сотен миллионов лет. С заключительной (вендской?) фазой становления рассматриваемого гранитоидного массива, хотя и с большой натяжкой, по-видимому, можно увязать формирование Белорецкого зонального метаморфического комплекса в его современном виде.

Нами предлагается другой вариант образования комплекса. Его физическая суть заключается в следующем. Всем автолюбителям хорошо известно, если на лобовом стекле машины образуется трещина, ее движение можно на время остановить, лишь просверлив на самом острие трещины отверстие размером 1.5–2 мм. В этом случае напряжение, возникающее во время тряски автомобиля, концентрируется уже не на острие трещины, а распределяется по всей периферии отверстия. При этом в зависимости от величины напряжения здесь образуется сеть микротрещин, интенсивность которой заметно уменьшается с удалением от отверстия. В результате получается классическая картина концентрической зональности, связанная с результатом разрядки напряжения. Понятно, что с течением времени и наложением новых ударов сеть микротрещин постепенно сгущается и продвигается перпендикулярно границе отверстия и на каком-то этапе трещина все же преодолевает отверстие и движется вперед. Этот простой механизм попробуем применить для объяснения зональности в пределах Белорецкого метаморфического комплекса, немного усложнив его, поместив на пути трещины сложно преодолимое препятствие.

Для решения проблемы образования комплекса достаточно обратиться к Красноморской рифтовой системе, механизм формирования которой рассмотрен А. В. Разваляевым [1988]. В данной работе показано, что в процессе образования рифтов проявляется одна и та же закономерность: при внедрении рифтовых структур в древние кратоны происходит их выклинивание (Кенийский рифт) либо отклонение от своего первоначального простирания по периферии этих древних кратонов (Байкальский рифт при приближении к Алданскому щиту). Развитие Красноморской рифтовой системы в северо-западном направлении было существенно ослаблено Синайской глыбой, привело к ее расщеплению на заметно менее выраженный Суэцкий грабен, трансформирующийся серией параллельных разломов того же направления в сторону дельты р. Нил, и грабен залива Акаба, далее в северном направлении прослеженный по системе разломов долины р. Иордан [Разваляев, 1988]. При этом породы южного окончания Синайского блока испытали интенсивный дислокационный метаморфизм в период возрастания и разрядки напряжения, связанного с продвижением Красноморского рифта в северо-западном направлении.

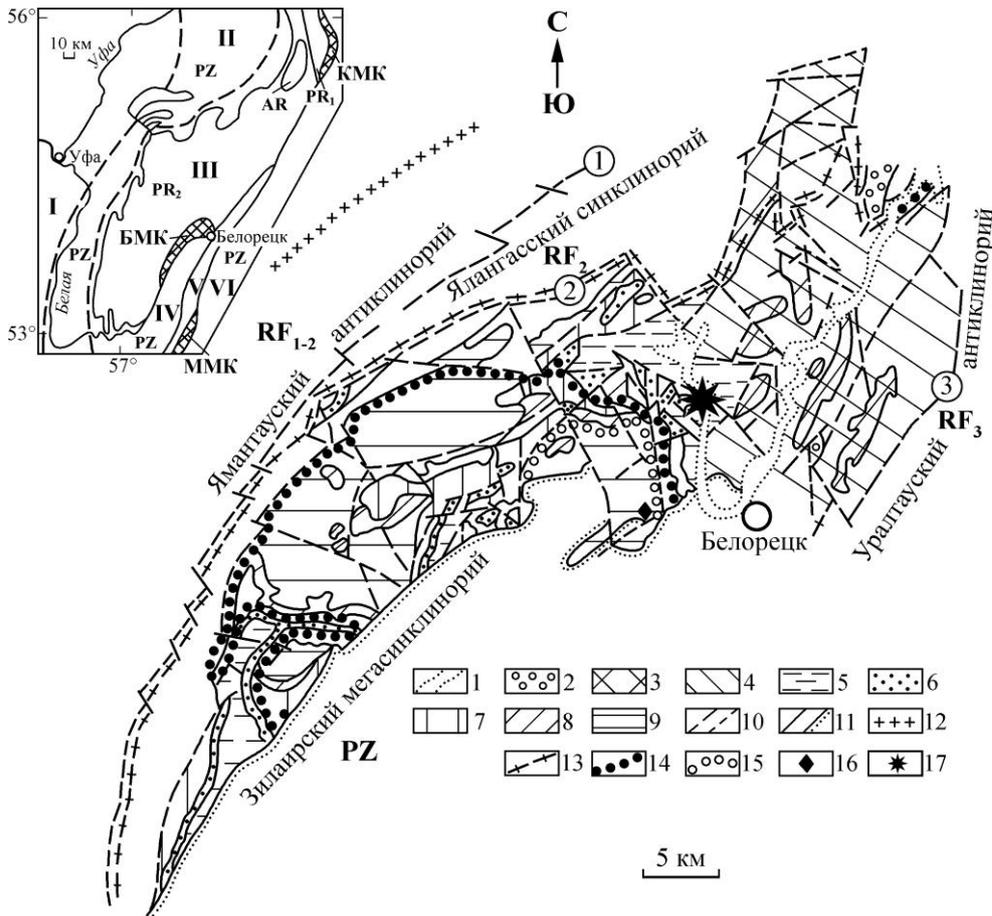


Рис. Схема геологического строения и метаморфической зональности Белорецкого комплекса (по А. А. Алексееву).

1 – кайнозой; 2 – венд, аршинская свита; 3 – верхний рифей, зильмердакская свита; 4–8 – средний рифей: 4 – авзянская, 5 – зигазино-комаровская, 6 – зигальгинская, 7 – белетарская, 8 – аюсапканская свиты; 9 – нижний рифей, кызылташская и буганакская свиты; 10 – разрывные нарушения региональные (а) и местного значения (б); 11 – геологические границы согласные (а) и несогласные (б); 12–15 – изограды: 12 – хлоритоида, 13 – биотита, 14 – граната, 15 – омфацита; 16 – участок развития кианит-талковых сланцев; 17 – положение проявления золота Отнурок. На врезке: I – Восточно-Европейская платформа, II – Предуральский прогиб, III – Башкирский мегантиклинорий, IV – Зилаирский синклинорий, V – Уралтауский антиклинорий, VI – Магнитогорский мегасинклинорий; КМК – куртинский эклогит-сланцевый комплекс, БМК – белорецкий эклогит-сланцевый комплекс, ММК – максютовский эклогит-глаукофановый комплекс; PZ – палеозойские, PR₂ – верхнепротерозойские, PR₁ – нижнепротерозойские, AR – архейские породы.

На Южном Урале в раннепалеозойское время в связи с началом новой эпохи растяжения формируется серия рифтогенных структур (Медногорско-Кракинская, Магнитогорская, Восточно-Уральская и Октябрьско-Денисовская), представляющих

собой либо самостоятельные образования, либо сложноветвящуюся рифтовую систему, подобную Красноморской, ось которой приходилась, по всей видимости, на Магнитогорскую мегазону. Основанием, подвергшимся в раннем палеозое деструктивным процессам, явился рифей-венский субстрат, реликты которого обнажены в пределах Башкирского мегантиклинория и Восточно-Уральского поднятия, представляющих собой к этому времени единую структурно-формационную зону. В ее пределах нас интересует Медногорско-Кракинская рифтовая структура (Зилаирский синклиниорий), как было отмечено в начале статьи, на северном замыкании которой и расположен Белорецкий метаморфический комплекс.

Можно предположить длительную, многоэтапную историю формирования комплекса, которая началась в среднем рифее во время становления Ахмеровского гранито-гнейсового массива, несомненно, оказавшего метаморфическое воздействие на отложения нижнего рифея и являющегося интрузивным аналогом кислых пород машакской свиты [Савельев и др., 2009]. В дальнейшем в пределах Южного Урала, как уже было отмечено выше, этапы рифтогенеза были проявлены в начале верхне-рифейского и вендского времени, первый из которых – в ослабленном виде. Однако наиболее мощный период рифтогенеза отмечен в раннепалеозойское время, когда была заложена разветвленная сеть континентальных рифтов, из которых только Магнитогорский рифт прошел океаническую стадию и практически весь цикл Уилсона, а развитие Медногорско-Кракинского континентального рифта остановилось уже в начале ордовика. Учитывая, что возраст основной фазы метаморфизма пород Белорецкого комплекса оценивается соответственно в 510–635 и 542–597 млн лет [Glasbacher et al., 1999], можно предположить, что начало заложения глубинных разломов и формирования Медногорско-Кракинского континентального рифта произошло в позднем (а, возможно, в раннем) венде или на границе докембрия и палеозоя, тем более что последующий этап рифтогенеза унаследует многие черты предыдущего, проявляя при этом автономность.

Продвигаясь сначала в меридиональном, а затем в северо-восточном направлении система разломов «уперлась» в вязкие породы гранито-гнейсового Белорецкого купола. Нарастающее напряжение вызвало резкое увеличение давления и оказало интенсивное метаморфизирующее воздействие как на гранитоиды, так и на вмещающие их рифей-вендские отложения. В этот период, по-видимому, и образовался зональный метаморфический комплекс в современном его виде. В какой-то момент произошла разрядка напряжения, и разлом, обогнув его с востока, а, возможно и расщепившись на две дугообразные ветви (западную и восточную), продвинулся по дуге, трансирруемой габбро-гипербазитовыми массивами (Кракинским, Тирлянским, Бирсинским, Кирыбинским), до сочленения с Главным Уральским разломом [Знаменский и др., 1994; Ковалев, Сначев, 1998].

Предложенный механизм формирования Белорецкого зонального метаморфического комплекса в дальнейшем может быть уточнен новыми абсолютными датировками, полученными по образующим его гранитоидам и вмещающим породам, а также заменен более обоснованной моделью или использован для объяснения истории образования других гранито-гнейсовых куполов, в частности, Ларинского, а также веерного расщепления Челябинского грабена одноименным гранито-гнейсовым массивом.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ-Поволжье № 14-05-97005.

Литература

- Алексеев А. А., Ковалев С. Г., Тимофеева Е. А. Белорецкий метаморфический комплекс. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. 210 с.
- Знаменский С. Е., Ковалев С. Г., Сначев В. И., Даниленко С. А., Знаменская Н. М., Рачев П. И. Платиноносность гипербазитовых массивов Башкирской части зоны Главного Уральского разлома // Познание, освоение и сбережение недр Республики Башкортостан. Уфа: АН РБ, 1994. С. 57.
- Ковалев С. Г., Сначев В. И. Гипербазитовые массивы Крака (геология, петрология, металлогения). Уфа: УНЦ РАН, 1998. 104 с.
- Краснобаев А. А., Козлов В. И., Пучков В. Н., Родионов Н. В., Нехорошева А. Г., Кисеева К. Н. Ахмеровский гранитный массив – представитель мезопротерозойского интрузивного магматизма на Южном Урале // Доклады академии наук. 2008. Т. 418. № 2. С. 241–246.
- Разваляев А. В. Континентальный рифтогенез и его предыстория. М.: Недра, 1988. 191 с.
- Рыкус М. В., Сначев В. И., Бажин Е. А. Анорогенные граниты западного склона Южного Урала: состав, петрогенезис, минерагения // Нефтегазовое дело. 2011. № 5. С. 282–301.
- Рыкус М. В., Сначев В. И., Сначев А. В. Золото в дислоцированных углеродистых толщах палеоконтинентального сектора Южного Урала // Геологическая служба и горное дело Башкортостана на рубеже веков. Уфа: Тау, 2000. С. 179–191.
- Савельев Д. Е., Пучков В. Н., Ардисламов Ф. Р., Сначев В. И. Вулканогенные породы машакской свиты среднего рифея: геология и петрогеохимия // Литосфера. 2009. № 4. С. 3–26.
- Сначев В. И., Пучков В. Н., Савельев Д. Е., Мосейчук В. М., Сначев А. В., Шиянова А. А., Рыкус М. В. Рудоносность углеродистых отложений северной половины Маярдакского и Ямантауского антиклинориев // Геологический сборник № 6. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. С. 227–232.
- Glasmacher U. A., Reynolds P., Alekseev A. A., Puchkov V. N., Taylor K., Gorozhanin V., Walter R. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Thermochronology west of the Main Uralian Fault, Southern Urals, Russia // Geologische Rundschau. 1999. 87. P. 515–525.

А. М. Косарев¹, С. А. Светов², С. Ю. Чаженгина², Г. Т. Шафигуллина¹

¹ – Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

amkosarev@mail.ru

² – Институт геологии КАР НЦ, г. Петрозаводск

Вариолитовые бониниты бурибайского вулканического комплекса, Южный Урал: химия минералов

В работе исследован химический состав минералов бонинитовых вариолитов (пробы Т-27 и Т-21, Т-42, br₂²) бурибайского палеовулканического комплекса (D₂e₂) с использованием данных [Spadea et al., 1998; 2002; Косарев и др., 2009] и новых данных микросондового анализа, проведенного в химической лаборатории Института геологии Карельского научного центра РАН (г. Петрозаводск).

Бурибайский риолит-базальтовый комплекс (D₁e₂br) знаменует начальный этап формирования фронтальной раннедевонской энсиматической островной дуги в Магнитогорской мегазоне на Южном Урале [Серавкин и др., 1992; Spadea et al., 1998; 2002; Косарев др., 2014]. Комплекс состоит из трех толщ: нижней долерито-базальтовой (br₁), средней пиллоу-базальтовой (br₂) и верхней риодацит-базальтовой (br₃). Бони-

нитовые вариолиты слагают лавовый поток подушечного строения, залегающий в средней части разреза толщи пиллоу-базальтов (br₂) в разрезе р. Таналык, представляющий собой удаленную зону Юбилейного колчеданного рудного поля. По характеру вторичных изменений это периферическая область гидротермальной конвективной ячейки с проявлением окислительного диагенеза. Бонинитовые вариолиты состоят из стекловатых кварц-альбитовых вариолей и существенно хлоритового матрикса. В основной массе вариолитов содержатся скелетные игольчатые выделения тонких длинных лейст клинопироксена («пироксеновый спинифекс»), присутствуют также Cr-шпинель, сфен, замещенные вторичными минералами оливин и ранний пироксен, пироксен микрофенокритов и микролитов, плагиоклаз в метельчатых структурах в слабо девитрифицированном стекле и вариолях. Из вторичных минералов присутствуют гематит, гранат, кварц, актинолит, эпидот, хлорит, пренит, карбонат. В толще также присутствуют пумпеллиит и селадонит.

Среди клинопироксенов бонинитовых вариолитов установлены эндиопсиды, салиты, авгиты и субкальциевые авгиты. Преобладающая направленность эволюции химизма пироксенов – понижение кальциевости и возрастание железистости. Салитовый тренд: салит (Ca_{47.64}Mg_{38.26}Fe_{14.10}) → салит (Ca_{48.78}Mg_{34.46}Fe_{16.77}). Эндиопсид – авгитовый тренд: эндиопсид (Ca_{44.2}Mg_{46.3}Fe_{9.5}) → авгит (Ca₄₄Mg_{39.4}Fe_{16.6}) → (Ca_{40.1}Mg_{48.6}Fe_{11.3}) → авгит (Ca_{37.67}Mg_{52.3}Fe_{10.02}) → авгит (Ca_{30.05}Mg_{51.47}Fe_{18.48}) → субкальциевый авгит (Ca_{24.5}Mg_{36.7}Fe_{38.8}). Приведенные ряды пироксенов являются идеализированными и представлены выборочными составами. На диаграмме Wo–En–Fs выделяется поле салитов и поле эндиопсидов-авгитов-субкальциевых авгитов. В последнем намечаются два тренда: «авгитовый» и «пижонитовый». Последний завершается субкальциевыми авгитами. В пироксенах, установленных в глобулах, наблюдается выраженная зональность, которая проявляется в уменьшении кальциевости и возрастании железистости от ядра к кайме. Эти данные соответствуют установленному эволюционному тренду химизма исследованных пироксенов. В целом, пироксены «среднего» стратиграфического уровня сходны с ассоциацией клинопироксенов, присутствующих в колчеданосных вулканитах надсубдукционного офиолитового комплекса Троодос [Crawford et al., 1989; Vaily et al., 1991].

Хромшпинель представлена богатой Cr разновидностью, в которой содержание Cr₂O₃ варьирует от 54.03 до 60.28 мас. % (Cr# 0.73–0.80, Mg# 0.55–0.56), и по составу относится к алюмохромитам. Минерал образует однородные идиоморфные зерна в глобулах и матриксе размером от 10 до 30 мкм, реже до 150 мкм. Состав хромшпинели близок к таковому шпинелидов из бонинитов и высокомагнезиальных андезитов [Spadea et al., 1998].

Лейкократовые вариоли диаметром до 1 см присутствуют в виде девитрифицированного стекла, иногда с элементами метельчатых структур, или представлены агрегатом микрогранобластового-микрозернистого строения с зернами плагиоклаза (альбита) и кварца. В некоторых случаях на границе лейкократовых вариолей и меланократового хлоритового матрикса располагаются микролиты пироксена. Внутри вариолей присутствуют микрофенокриты и микролиты пироксена, чешуйки хлорита, выделения рудного минерала и гематита. Состав кварц-альбитового агрегата (мас. %): SiO₂ 64.70–74.36, Al₂O₃ 20.58–23.80, MgO 0.06–2.10, CaO 0.20–2.58, Na₂O 6.07–11.37, K₂O 0.04–3.40 [Косарев и др., 2009]. Обособление лейкократовой (вариоли) и меланократовой фаз расплава произошло, вероятно, при участии ликвации исходного магнезиального базальтового расплава [Серавкин, Косарев, 1979].

Гидрогранаты имеют округлую, реже октаэдрическую форму, размер зерен 0.1–0.12 мм, и по составу они близки к андрадитам. Присутствие в составе гранатов воды подтверждается наличием в их рамановском спектре отчетливого асимметричного пика с частотой 3650 см^{-1} , соответствующего колебаниям ОН-групп. Скопление гидрогранатов обнаружено в миндалине кварц-гранат-хлоритового состава, где они образуют цепочку сросшихся округлых выделений во внешней зоне миндалины, часто соприкасаясь с ее краем. Гидрогранаты ксеноморфны по отношению к позднемагматическим микролитам пироксена. Кристофер Мишель-Леви получила андрадит при давлении 500 бар и 500 °С, а Янич синтезировал андрадит под давлением 150 атм. и температуре 480 °С [Дир и др., 1965]. Судя по ассоциации гидрограната во внешней зоне миндалины с халцедоновидным кварцем и хлоритом, можно предполагать, что гранат возник на ранней стадии гидротермального автometаморфизма при температурах близких к 500 °С.

Хлорит является ведущим минералом зеленокаменноизмененных вулканитов и околурудных метасоматитов колчеданных месторождений Южного Урала. В исследуемых породах хлорит присутствует в основной массе матрикса и в миндалинах, представлен магнезиально-железистой разновидностью, близко стоящей к прохлоритам [Пшеничный и др., 1974]. Колебания главных окислов в хлоритах следующие (мас. %): FeO' 10.47–15.6; MgO 19.8–26.3; Al₂O₃ 11.3–18.2; FeO'/MgO 0.43–0.67.

Сопоставление концентраций Cu и Zn в бонинитовых базальтах, бонинитовых вариолитах и пироксенах из вариолитов показывает пониженные средние валовые содержания (x_{cp}): Cu – 38 г/т (при колебаниях от 4 до 230 г/т) и Zn – 84 г/т (при вариациях от 43 до 130 г/т); в пироксенах из бонинитовых вариолитов Cu – 80.3–144.5 г/т, Zn – 136–191 г/т. Видно, что пироксены являются одним из главных концентраторов Cu и Zn в основных породах подрудной толщи. При разложении пироксенов и замещении их хлоритом и актинолитом концентрации Cu заметно уменьшаются в связи с ее выносом из породы, а Zn сохраняет концентрации близкие к первичным в связи с его более устойчивой связью с хлоритом.

Таким образом, химические составы вулканитов и клинопироксенов бонинитовых вариолитов, присутствие среди них салитов, эндиопсидов, авгитов, субкальциевых авгитов позволяет относить эти породы к типу высококальциевых бонинитов. Выплавление исходных для высококальциевых бонинитов магм происходило в надсубдукционном мантийном клине при высоких концентрациях флюидной фазы, высокой степени плавления мантийного субстрата и высокой температуре. Формирование бонинитов и бонинитовых базальтов фиксирует прогрессивную стадию эволюции поднимающегося мантийного диапира. Постмагматическая стадия включает высокотемпературный автometаморфизм (гидрогранат, высокотемпературный кварц) – умереннотемпературный автometаморфизм (хлорит, эпидот, гематит) – гальмиролиз и окислительный диагенез (саладонит) – метаморфизм погружения пренит-пумпеллитовой и эпидот-актинолитовой фаций. Судя по составу хлорита, процессы окислительного диагенеза и метаморфизма погружения выносом железа не сопровождалась. Пониженные концентрации железа являются характерной первично-магматической чертой бонинитовых петрогенетических серий.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ПРАН-№ 5 и совместного проекта УрО РАН, СО РАН, ДВО РАН и ИГ УНЦ РАН № 12-С-5-1022.

Литература

- Дир У. А., Хауи Р. А., Зусман Дж.* Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965. Т. 1. 366 с.
- Косарев А. М., Тесалина С. Г., Минабаева К. Р.* Химический состав магматических и метаморфических минералов бонинитовых вариолитов Бурибайского палеовулканического комплекса // Геологический сборник. 2009. № 8. С. 120–125.
- Косарев А. М., Серавкин И. Б., Холоднов В. В.* Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданоносной мегазоны на Южном Урале // Литосфера. 2014. № 2. С. 3–25.
- Пиеничный Г. Н., Середина М. А., Боброва М. С.* Хлориты Юбилейного месторождения и их взаимоотношения с оруденением // В кн.: Минералогия, геохимия, метаморфизм и полезные ископаемые Башкирского Зауралья. Уфа: БФАН СССР, 1974. С. 17–26.
- Серавкин И. Б., Косарев А. М.* О происхождении контрастных и непрерывных серий базальт-липаритовой формации Южного Урала // Доклады АН СССР. Т. 245. № 5. 1979. С. 1210–1214.
- Серавкин И. Б., Косарев А. М., Салихов Д. Н.* Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 197 с.
- Bailey D. G., Langdon G. S., Malpas J., Robinson P. T.* Ultramafic and related lavas from the Margi area, Troodos ophiolite // Cyprus crystal study project initial report, holes CY-1 and 1a. Geological Survey of Canada. Paper 90–20. 1991. P. 187–202.
- Crawford A. J., Falloon T. J., Green D. H.* Classification petrogenesis and tectonic setting of boninites // In: Crawford A. J. (Ed.). Boninites. London, 1989. P. 2–49.
- Spadea P., Kabanova L., Scarrow J. H.* Petrology, geochemistry and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnitogorsk zone, Southern Urals) // Ofioliti. 1998. V. 23. № 1. P. 17–36.
- Spadea P., D'Antonio M., Kosarev A., Gorozhanina Y., Brown D.* Arc-continent collision in the Southern Urals: petrogenetic aspects of the forearc–arc Complex // Mountain Building in the Urals: Pangea to the Present. Geophysical Monograph. 2002. V. 132. P. 101–134.

Л. Н. Козарко, Н. А. Мигдисова
Институт геохимии и аналитической химии РАН, г. Москва
migdisova@geokhi.ru

Типизация магматизма островов Зеленого Мыса, Атлантический океан

Нами обработана представительная коллекция образцов, собранных во время комплексной геологической экспедиции Геологического института АН СССР и 9 рейса «Академик Борис Петров» (ГЕОХИ РАН), работавших на островах Зеленого Мыса в течение трех полевых сезонов (1982–1986 гг.) в рамках национального проекта «Литос» программы «Мировой океан». Коллекция первичных магм с островов Сал, Сантьягу, Сан-Висенти, Боавишта, Фогу, Маю и Сан-Николау состоит из 39 образцов, которые были исследованы с помощью рентгенофлюоресцентного, микрозондового и ICP-MS анализов в ГЕОХИ РАН. В работе также использованы обширные современные базы данных GeoRock и PetDB. Выборка по породам Зеленого Мыса из баз данных составила 1100 индивидуальных анализов. Для сравнения образцов и анализов из баз данных отобраны неизменные вулканиты с описанием и результатами химических анализов на все главные петрогенные и редкие (в том числе, редкоземельные) элементы. В нашем исследовании основное внимание сосредоточено

на слабодифференцированных высокомагнезиальных магмах, являющихся результатами частичного плавления мантии, не подвергавшихся глубокой дифференциации и не испытавших влияния вторичных процессов.

Первичные расплавы характеризуются высокими магнезиальными числами, значительным содержанием никеля и являются жидкостями, равновесными с оливином мантии в области высоких температур и давлений [Green, Ringwood, 1967]. В нашей работе использован параметр магнезиальности $Mg\#_{at}$, который равен $100 \times (MgO/40.319) / ((MgO/40.319) + (FeO/71.847))$. После систематизации данных и с учетом перечисленных выше условий, были отобраны высокомагнезиальные составы пород океанических островов Зеленого Мыса и Канарских островов с интервалом содержания $Mg\#_{at}$ от 44 до 78 (что грубо соответствует содержанию MgO 6.8–24 мас. %). Расплавы с повышенным $Mg\#_{at}$ (более 24 мас. % MgO) не использовались в работе. Они, с большой долей вероятности, могут представлять оливиновые кумуляты (гетерогенные системы оливин-расплав, возникающие в результате отсадки оливина), образующиеся в силу того, что в расплавах повышенной щелочности поле кристаллизации оливина является очень широким [Green, Ringwood, 1967].

Проведена типизация первичных расплавов островов Зеленого Мыса с оценкой распространенности каждого магматического типа. Для проведения петрохимической классификации составы из выборки по первичным магмам нанесены на диаграмму $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$ (рис.), предложенную впервые [Le Bas, Streckeisen, 1991] и одобренную и усовершенствованную международной ассоциацией по номенклатуре горных пород [Классификация..., 1997]. Точки составов щелочных магм островов Зеленого Мыса попадают в четыре поля: фойдиты, пикробазальты-пикриты, тефриты-базаниты и базальты (см. рис.). Базальтовое поле, в свою очередь, мы подразделяем на два поля – субщелочных базальтов и базальтов нормальной щелочности (толеитов). Такое деление было предложено в работе [MacDonald, 1974], а линия разграничения известна как линия Макдональда-Кацуры. Таким образом, первичные расплавы Зеленого Мыса образуют пять петрохимических типов.

1. Фойдиты (27 %) – низкокремнеземистые ($SiO_2 < 41$ мас. %) породы, обычно с высоким содержанием щелочей и нормативного нефелина (до 15 %). Среди этой группы встречаются породы с нормативным ларнитом и модальным мелелитом. Для большинства вулканитов содержание суммы щелочей составляет выше 4 %. Для группы характерно максимальное содержание MgO и присутствие фельдшпатоидов.

2. Пикробазальты (анкарамиты) (28 %). Для них, наряду с высоким содержанием MgO, характерны низкие значения нормативного нефелина (около 5 %).

3. Базаниты-тефриты (39 %) – наиболее представительная группа, отличается от предыдущей по уровню содержания суммы щелочей – около 6–8 %. Наряду с высоким содержанием MgO, для них характерны высокие концентрации нормативного нефелина, часто наблюдается модальный нефелин или другие фельдшпатоиды. В этой группе очень сильно варьируют содержания щелочей и MgO при относительно узком интервале содержания SiO_2 (41–45 мас. %).

4. Щелочные базальты (5 %) выделены как содержащие нормативный нефелин. Группа характеризуется довольно слабой дисперсией в отношении петрогенных элементов.

5. Базальты нормальной щелочности – толеиты (1 %). По составу это толеитовые базальты, кварц-нормативные или с исключительно низким содержанием нормативного нефелина. Однако эти породы нельзя отнести к типичным толеитам (MORB) океанического дна согласно [Hofmann, 2003], т. к. по своим геохимическим и

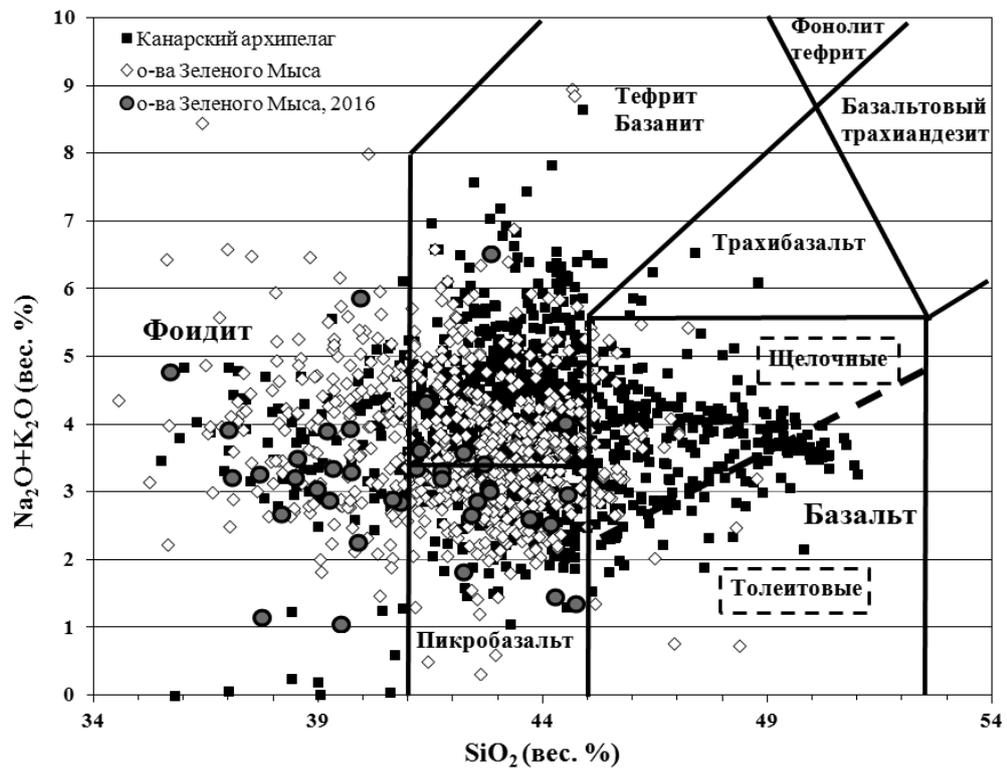


Рис. Типизация первичных лав островов Зеленого Мыса.

изотопным характеристикам они аналогичны щелочным базальтам. Достаточно большая выборка позволяет надежно охарактеризовать как соотношение типов первичных расплавов, так и их средние составы.

Таким образом, среди пород островов Зеленого Мыса преобладают базанитовые и тефритовые разности (39 %). Фойдиты и пикриты составляют 27 и 28 %, соответственно. Базальты образуют совсем небольшую группу (суммарно 6 %), где щелочные базальты наиболее распространены (5 % против 1 % толеитов). В результате, можно сделать вывод о преобладающем базанитовом характере щелочного магматизма островов Зеленого Мыса, тогда как фойдитовый и пикритовый типы играют вторую роль, будучи представленными в равных долях. Базальтовая компонента играет, очевидно, также подчиненную роль. В принципе, это достаточно ожидаемо с учетом отмеченного ранее в островах Зеленого Мыса превалирования высокомагнезиальных расплавов над продвинутыми (см. рис.).

Интересно отметить, насколько типично такое распределение магматических типов пород на фоне картины базальтов океанических островов Атлантики (ОИВ) в целом. Как было показано ранее [Жогарко и др., 2002], первичные высокощелочные составы фойдитового и базанитового типов составляют более 40 % от общего числа первичных магм, наиболее часто встречаемыми породами в ОИВ являются толеиты, составляя 47 %. На втором месте, представляя собой вдвое меньшую группу, находятся базаниты (23 %). Сразу следом за ними находятся щелочные базальты (18 %),

фоидиты и пикриты имеют самую низкую распространенность (8 и 4 %, соответственно). При сопоставлении характера магматизма островов Зеленого Мыса и ОИВ Атлантики видно, что если оставить за пределами рассмотрения низкомагнезиальную, а, соответственно, высококремнеземистую часть выборки, отмечается общая специфика распределения типов щелочных расплавов: главную роль во всех случаях играют базанитовые расплавы, составляя до 40 %.

Нами может быть сделан вывод о преобладающем базанитовом характере щелочного магматизма островов Зеленого Мыса при подчиненном фоидитовом и пикритовом типах. Щелочно-базальтовая компонента и толеитовый магматизм развиты незначительно. Отличием вулканитов Зеленого Мыса является повышенная доля фоидитов и незначительная роль щелочных базальтов и толеитов, что, в целом, нетипично для ОИВ Атлантики.

Литература

Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации подкомиссии по систематике изверженных пород международного союза геологических наук. М.: Недра, 1997. 248 с.

Козарко Л. Н., Асавин А. М., Ряховский В. И. Типизация первичных расплавов и петрохимическое районирование внутриплитного щелочного магматизма Атлантики // Доклады академии наук. 2002. Т. 385. № 1. С. 1–4.

Green D. H., Ringwood A. E. The genesis of basaltic magmas // Contribution to Mineralogy and Petrology. 1967. Vol. 15. P. 103–190.

Hofmann A. W. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements // Treatise on Geochemistry. 2003. Vol. 2. P. 61–101.

Le Bas M. J., Streckeisen A. L. The IUGS systematics of igneous rocks // Journal of Geological Society. London, 1991. Vol. 148. P. 825–833.

MacDonald R. Nomenclature and petrochemistry of the peralkaline oversaturated extrusive rocks // Bulletin Volcanologique. 1974. Vol. 38. P. 498–516.

В. А. Зайцев

*Институт геохимии и аналитической химии РАН, г. Москва
va_zaitsev@inbox.ru*

Эволюция внутриплитного магматизма Атлантики на примере анализа банка данных разновозрастных пород – подходы и результаты

В последние десятилетия периодически возникают дискуссии об эволюции магматизма Земли, что неизбежно связано с представлениями об эволюции мантии, поставляющей вещество и энергию. Наиболее ярко это проявлено в случае магматизма, связанного с плюмами, которые несут информацию не только о процессах в самой мантии, но и на границе раздела мантия-ядро. Анализ распределения возрастов карбонатитов привел к выводу о прогрессивном увеличении количества проявлений карбонатитов в геологической истории [Woolley, 1989]. И. Вайцер с соавторами [Veizer et al., 1992] считают, что это распределение отражает сохранность проявлений карбонатитов в процессах эрозии и орогенеза. Более общее рассмотрение (не только карбона-

титового, но и щелочного магматизма в геологической истории) предпринято Л. Н. Когарко [2006] и привело ее к выводу, что наблюдаемое распределение датировок отражает рост активности щелочного магматизма в геологической истории. Этот рост связывается с процессом прогрессивного окисления мантии за счет субдукционного привноса в нее окислителей – воды и углекислоты.

В свете этой дискуссии интересно рассмотреть эволюцию внутриплитного магматизма Атлантического океана, поскольку он практически со всех сторон окружен пассивными океаническими окраинами, а это значит, что для геологического изучения доступна практически вся созданная с момента его возникновения океаническая литосфера.

Для статистического анализа была использована база данных GIM, созданная в рамках проекта «Электронная Земля. Геодинамика, геохимия, металлогения, электронная картография». Первичная выборка содержала 23515 анализов пород, свойственных внутриплитному магматизму Атлантического океана, из них 6655 анализов содержали данные о возрасте породы, определенном с точностью до периода и лучше. Из рассмотрения были изъяты данные по Исландии, Карибскому бассейну и дуге Скотта, поскольку магматизм этих участков не является чисто внутриплитным.

Для того, чтобы проследить, как менялась геохимия внутриплитного магматизма в ходе эволюции Атлантического океана, удобно воспользоваться систематикой, предложенной в работе [Когарко и др., 2002]: по содержанию MgO 8–24 % 1235 анализов из общего числа отнесено к первичным магмам, после чего первичные магмы были разделены на пять типов: I – фойдиты, II – пикриты, III – тефриты-базаниты, IV – щелочные базальты и V – толеиты. Распределение анализов каждого из типов первичных магм по возрастам приведено в таблице.

Т а б л и ц а

**Распределение анализов, характеризующих внутриплитный магматизм
Атлантического океана по временным интервалам**

	Длительность, млн лет	Число анализов	Число анализов длительность (млн лет ⁻¹)	Первичные магмы, %*					Доля первичных магм, %
				I тип	II тип	III тип	IV тип	V тип	
K	80	2503	31.29	4/1	5/1	3/1	8/2	473/96	20
K ₁	45.9	2156	44.86	1/0	1/0	1/0	6/1	419/98	20
K ₂	34.1	319	8.94	3/5	4/6	2/3	2/3	51/82	19
P	42.47	1495	35.20	14/5	1/0	3/1	0/0	249/93	18
P ₁	9.70	226	22.25	0/0	0/0	0/0	0/0	4/100	2
P ₂	21.9	424	18.49	0/0	0/0	1/2	0/0	58/98	14
P ₃	10.87	800	70.30	0/0	1/1	0/0	0/0	187/99	24
N	21.22	1416	66.73	28/10	14/5	76/27	8/3	159/56	20
N ₁	17.7	1144	61.73	3/2	8/4	27/14	2/1	147/79	16
N ₂	3.52	261	70.82	25/26	6/6	48/49	6/6	12/12	37
Q	1.81	680	375.69	7/3	2/1	93/39	54/23	81/34	35
Q ₁	1.71	80	44.68	4/13	2/7	20/67	2/7	2/7	38
Q ₂	0.10	422	4030.69	1/1	0/0	67/38	34/19	74/42	42

П р и м е ч а н и е . *, числитель – число анализов, знаменатель – отношение этого числа к числу всех анализов первичных магм данного возраста.

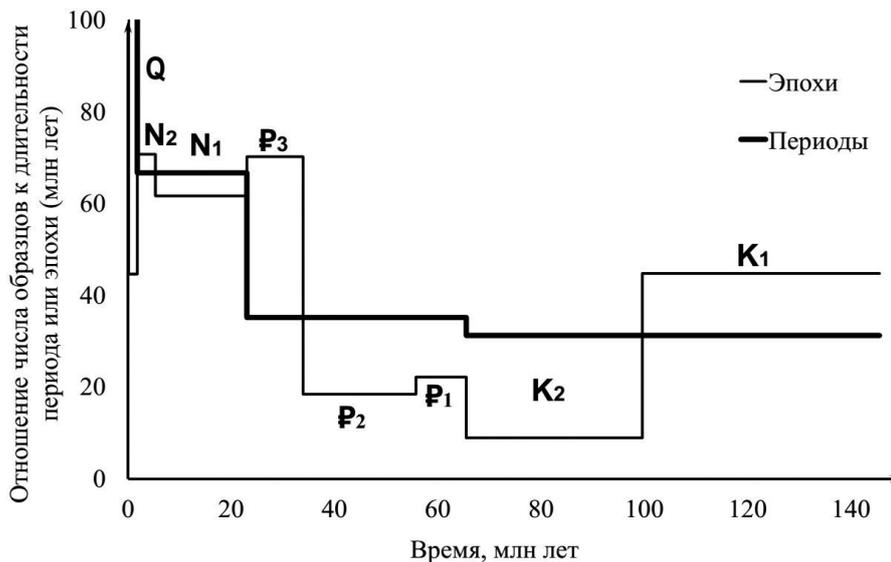


Рис. 1. Эволюция активности внутриплитного магматизма Атлантического океана – модифицированная гистограмма во времени, выраженная как отношение числа анализов к длительности соответствующего периода или эпохи. Величины для голоцена (4031) и четвертичного периода (376) выходят за пределы графика.

Особенностью имеющейся общности анализов является преобладание не абсолютных (изотопных), а геологических датировок, что делает невозможным построение по ним классических гистограмм, используемых в построениях Л. Н. Когарко и А. Вулли, поскольку деление геохронологической шкалы неравномерно. Приведенные на рисунке 1 графики являются, по существу, модифицированными гистограммами, где по оси времени отложены длительности промежутков времени, а по вертикальной – отношение количества анализов к длительности соответствующего периода или эпохи. В этом случае, площадь под каждым из горизонтальных отрезков пропорциональна количеству образцов в базе данных, а высота отрезка – отражает **суммарную** активность внутриплитного магматизма Атлантического океана для данного временного промежутка. Рисунок 1 отчетливо демонстрирует рост суммарной активности внутриплитного магматизма Атлантического океана во времени, начиная с позднего мела. Высокий уровень внутриплитной активности для раннего мела может быть объяснен раскрытием океана под действием суперплюмов. Чрезвычайно высокая величина отношения, рассчитанная для последнего промежутка времени (422 анализа, возраст которых относится к голоцену, длительностью всего 100 тыс. лет), несравнима со значениями, характерными для более ранних промежутков времени. Объяснение этого не может быть только геологическим, а в большей степени связано с эффектом опробования.

Поскольку площадь Атлантического океана существенно увеличивалась за время его существования, логично оценивать также **удельную** активность внутриплитного магматизма, как отношение суммарной активности к площади океана в соответствующий момент времени (площадь океана в разные моменты времени взята из работы [Асавин, Чесалова, 2006] с поправкой на датировки палеомагнитных инверсий

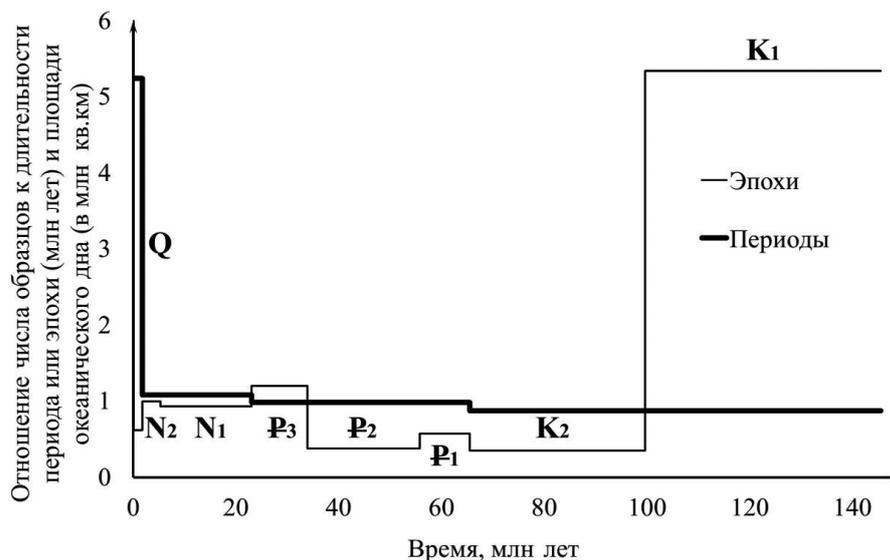


Рис. 2. Эволюция активности внутриплитного магматизма Атлантического океана – модифицированная гистограмма во времени, выраженная как отношение числа анализов к длительности соответствующего периода или эпохи. Величина для голоцена (56) выходит за пределы графика.

[Gee, Kent, 2007]). На рисунке 2 показана эволюция «удельной активности» магматизма Атлантики. На графике видно, что она оставалась практически постоянной в течение всего времени, начиная с позднего мела и лишь для четвертичного периода наблюдается ее возрастание. Таким образом, начиная с позднего мела, способность мантии под Атлантическим океаном продуцировать магматизм сохранялась постоянной, и рост числа проявлений вулканизма был связан с увеличением площади океана.

Рассмотрим эволюцию соотношения между первичными магмами и дифференциатами и эволюцию доли разных типов первичных магм. Рассмотрение последней колонки таблицы показывает, что доля первичных магм во внутриплитном магматизме Атлантического океана сначала уменьшалась, а затем – возрастала до современного уровня. Очевидно, эта доля не связана с какой-либо эволюцией мантии, а определяется процессами, проходящими в верхних оболочках Земли, где происходит дифференциация расплавов.

Соотношение различных типов первичных магм также закономерно меняется в ходе эволюции Атлантического океана. До раннего неогена включительно преобладают толеиты при подчиненном значении остальных типов магм. В неогене и четвертичном периоде доля толеитов уменьшается, в то время как доли других типов магм увеличиваются. Наименее ярко это проявлено для пикритов, доля которых невелика и приблизительно одинакова в неогене и плейстоцене. Для фойдитов и базанит-тефритов максимум проявлен более отчетливо, причем для фойдитов он приходится на плиоцен, а для базанит-тефритов – на плейстоцен. Доля щелочных базальтов в неогеновом и четвертичном периодах постепенно растет, достигая своего максимума в современное время. Также в современное время наблюдается повторный рост доли толеитов, причем более резкий, чем рост доли щелочных базальтов. Таким образом, можно

выстроить типы первичных магм по времени максимального развития в неоген-четвертичное время: фойдиты – пикриты – тефрит-базаниты – щелочные базальты – толеиты (повторный рост). Этот ряд совпадает с рядом уменьшения плотности расплавов, рассчитанным при помощи программы Glass Density Calc v3.0 по средним составам из работы [Когарко и др., 2002]: фойдиты – 2.96, пикриты – 2.90, тефрит-базаниты – 2.88, щелочные базальты – 2.82, толеиты – 2.78 (в качестве содержания воды взята оценка среднего для внутриплитных магм содержания 0.44 % [Коваленко и др., 2000]). Расчет выполнен для давления 30 кбар и температуры 1000 °С.

Плотность расплавов – важнейшая характеристика, определяющая их транспорт к поверхности и геометрические характеристики вулканических центров через условие гидростатического равновесия [Масуренков, 1979]. Поэтому наличие четкой связи между плотностью магм и наблюдаемым распределением их возрастов свидетельствует о том, что изменение пропорций типов первичных магм связано не с эволюцией состава мантийного источника, а с процессами в верхних этажах литосферы, прежде всего, построением вулканических аппаратов и их разрушением, определяющими для пород того или иного состава и возраста сохранность и доступность для опробования.

В ряде случаев, в пределах одного острова наблюдаются породы, сформированные при застывании разновозрастных первичных магм. При рассмотрении геологии таких островов становится очевидным существование контрастных комплексов, более древний из которых толеитовый – формирует большую часть объема постройки. Часто он представлен интрузивными породами и продуктами подводных излияний, тогда как более молодые породы формируют стратовулканы. Таким образом, статистический анализ банка данных показывает, что эволюция внутриплитного магматизма Атлантического океана определяется не направленным изменением состава мантийного субстрата, а ростом океана и закономерными различиями в сохранности разных типов пород.

Литература

- Асавин А. М., Чесалова Е. И. Существовал ли временной сдвиг в активности толеитового и щелочного вулканизма Атлантического океана? // Тез. вулканол. сов. Улан-Удэ, 2006. Т. 3. С. 12–16.
- Коваленко В. И., Наумов В. Б., Ярмолюк В. В., Дорофеева В. А. Летучие компоненты (H₂O, CO₂, Cl, F, S) в базитовых магмах различных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол // Петрология. 2000. № 2. С. 131–164.
- Когарко Л. Н. Щелочной магматизм и обогащенные мантийные резервуары. Механизмы возникновения, время появления и глубины формирования // Геохимия. 2006. № 1. С. 1–10.
- Когарко Л. Н., Асавин А. М., Ряховский В. И. Типизация первичных расплавов и петрохимическое районирование внутриплитного, щелочного магматизма Атлантики // Доклады академии наук. 2002. Т. 358. № 1. С. 97–100.
- Масуренков Ю. П. Вулканы над интрузиями. М.: Наука, 1979. 221 с.
- Geer J. S., Kent D. V. Source of oceanic magnetic anomalies and the geomagnetic polarity time scale. Columbia University Academic Commons, 2007. <http://hdl.handle.net/10022/AC:P:12454>.
- GIM. База данных по геохимии внутриплитного магматизма. http://earth.jssc.ru/databases_ru.php
- Glass Density Calc v3.0. <http://www.kaylaicovino.com/tools-for-petrologists/>
- Veizer J., Bell K., Jansen S. L. Temporal distribution of carbonatites // Geology. 1992. Vol. 20. P. 1147–1149.
- Woolley A. R. The spatial and temporal distribution of carbonatites // in Bell K. (ed.) Carbonatites: Genesis and evolution. London, Unwin Hyman, 1989. P. 15–37.

В. А. Симонов, А. В. Котляров
Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
simonov@igm.nsc.ru

**Физико-химические параметры кислых магматических систем,
имеющих тесную связь с формированием сульфидных месторождений
в древних субдукционных (переходных континент-океан) зонах**

В последние годы в результате изучения расплавных включений в кварце получен значительный объем информации о физико-химических параметрах кристаллизации кислых магматических комплексов пород, обладающих тесной пространственной и генетической связью с колчеданными месторождениями Урала и Алтае-Саянской складчатой области [Наумов и др., 1999; Симонов и др., 1999; 2005; 2006; Карпухина и др., 2013; Simonov et al., 2010]. В нашем распоряжении имеется представительное количество оригинальных данных (около 200 анализов) по составам расплавных включений в кварце из пород месторождений Урала (Яман-Касы и Вишневское) и Алтае-Саянской области (Кызыл-Таштыг, Юбилейное и Салаирское рудные поля в Сибири, а также Николаевское в Казахстане). Этот значительный объем данных дополнен информацией по составу включений в кварце месторождений Верхнеуральского рудного района (около 30 анализов) из работы [Наумов и др., 1999].

Судя по результатам предыдущих работ, большинство отмеченных выше колчеданных месторождений формировалось в древних субдукционных (переходных континент-океан) зонах в условиях развития островных дуг и окраинных морей (или задуговых бассейнов) различного возраста [Масленников, Зайков, 1998; Симонов и др., 1999; Лапухов и др., 2001; Зайков, 2006]. К наиболее древним (кембрийским) структурам принадлежат месторождения Тувы (Кызыл-Таштыг) и Салаирского кряжа. Для сульфидных месторождений Урала возраст вмещающих толщ варьирует от силура (Яман-Касы) до девона (Вишневское и Верхнеуральский район). Месторождения Рудного Алтая (Юбилейное и Николаевское) формировались в девоне. Таким образом, на основе изучения расплавных включений есть возможность выяснить особенности эволюции во времени параметров магматических систем, тесно связанных с формированием колчеданных месторождений.

Расплавные включения исследовались в высокотемпературной микротермокамере с инертной средой [Соболев, Слуцкий, 1984]. Эксперименты с включениями в кварце при высоких температурах проводились согласно методикам, опубликованным ранее [Симонов, 1993; Sobolev, Danyushevsky, 1994]. Учитывая высокие содержания SiO_2 и, соответственно, повышенную вязкость расплавов во включениях, время опытов было увеличено по сравнению с экспериментами с включениями в минералах из основных пород. Составы стекол расплавных включений проанализированы на рентгеновском микроанализаторе «Camebax-micro» (Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск).

В кварце из пород рассмотренных месторождений исследовались первичные расплавные включения (10–50 мкм), которые равномерно располагаются в центральных частях вкрапленников либо формируют прямолинейные полосы по зонам роста кристаллов. Формы включений правильные округлые, с некоторой огранкой. Часть включений содержит прозрачное стекло с газовым пузырьком, а другие – заполнены

микрoзернистой темной массой. В ходе высокотемпературных экспериментов (820–850 °С) во включениях изменяются фазы, и по краям появляется светлая кайма расплава. При температурах 900–1000 °С содержимое большинства включений плавится, и в расплаве обособляется несколько газовых пузырьков, которые при повышении температуры заметно уменьшаются. Если во включениях сохранились кристаллические фазы, то при дальнейшем нагреве они расплавляются, и в гомогенном расплаве остается один газовый пузырек. Полностью гомогенными включения из кварца месторождений Алтае-Саянской области становятся в большинстве случаев при температурах 1055–1180 °С. Близкие температуры гомогенизации расплавных включений в кварце эффузивов были получены и другими исследователями [Бабанский и др., 1995; Титов и др., 1996; Карпухина и др., 1998]. В то же время, для месторождений Урала определен более широкий диапазон температур гомогенизации (910–1190 °С) включений в кварце, частично совпадающий с данными по Алтае-Саянской области, а также включающий и более низкие значения (910–1030 °С), установленные для месторождения Яман-Касы. Реальность этого широкого интервала подтверждается закономерными связями значений температур с составами включений. В частности, при понижении температур гомогенизации (от 1190 до 910 °С) последовательно растет железистость (FeO/MgO от 5 до 22) и падает содержание MgO во включениях.

По химическому составу расплавные включения в кварце из порфиров рассмотренных колчеданных месторождений в подавляющем большинстве случаев соответствуют риодацитам и риолитам нормальной щелочности. Минимальное количество щелочей (2.1–4.8 мас. %) характерно для древних (кембрийских) расплавов (месторождения Тувы и Салаира в Сибири), а максимальное (с широким диапазоном суммы щелочей от 2.2 до 8 мас. %, в единичных случаях до 9 мас. %) – для наиболее молодых (девонских) месторождений Рудного Алтая – Юбилейное в Сибири и Николаевское в Казахстане. Для промежуточных по возрасту (силур–девон) месторождений Урала также отмечен фактически промежуточный характер магматизма с образованием двух трендов эволюции расплавов и уменьшением значений щелочей на фоне роста SiO_2 . Один тренд (падение суммы щелочей от 3.9 до 2.5 мас. %) совпадает с данными по кембрийским системам и с минимальными значениями для девонских, другой (от 7.4 до 3.8 мас. % щелочей) – близок максимальным данным для девонских расплавов (рис.).

По соотношению FeO/MgO-SiO_2 (критерий А. Мияширо) подавляющее большинство точек составов расплавных включений в кварце из пород рассмотренных месторождений располагается в поле толеитовых серий. Все данные разбиваются на две группы по значениям FeO/MgO : 5–14 и 15–26. В случае девонских месторождений повышенной железистостью обладают только риодацитовые (SiO_2 до 74–75 мас. %) расплавы.

Для включений в кварце месторождений Алтае-Саянской области характерны вариации отношения $\text{K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$ в диапазоне 0.4–2.4, соответствующие К–Na сериям. В то же время включения в кварце месторождений Урала обладают гораздо более низкими значениями $\text{K}_2\text{O/Na}_2\text{O}$ (0.15–0.44) и располагаются на границе между К–Na и Na сериями.

Отношения $\text{K}_2\text{O/TiO}_2$ должны быть наиболее близки исходным глубинным характеристикам магматических систем, т. к. в ходе фракционирования расплавов в них одновременно возрастают содержания обоих компонентов. Это положение подтверждается данными по включениям в кварце из пород месторождений Урала, в которых

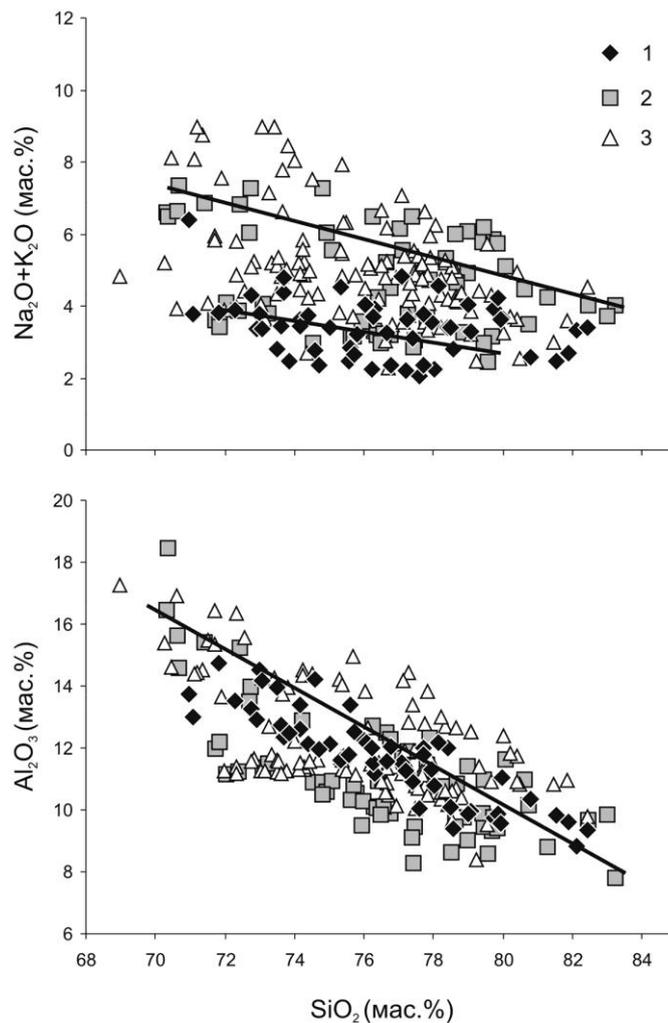


Рис. Зависимость содержания суммы щелочей и Al_2O_3 от количества SiO_2 в составе расплавных включений в кварце из пород колчеданных месторождений Урала и Алтае-Саянской области.

1–3 – расплавные включения в кварце из кембрийских (1 – Кызыл-Таштыг и Салаирское рудное поле), силурийских и девонских (2 – Яман-Касы, Вишневокское и Верхнеуральский рудный район), девонских (3 – Юбилейное и Николаевское) пород колчеданных месторождений Урала (2) и Алтае-Саянской области (1, 3). Рисунок построен на основе оригинальных данных с использованием материалов [Наумов и др., 1999].

значения $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ находятся в относительно узком (3–10) диапазоне независимо от количества SiO_2 . Это минимальные значения по сравнению с данными по включениям в кварце из кембрийских (до 30) и девонских (до 55) пород Алтае-Саянской области. Таким образом, кислые расплавы месторождений Алтае-Саянской области были изначально обогащены щелочами (калием) по сравнению с относительно примитивными глубинными магматическими системами Урала.

На вариационных диаграммах Харкера содержания основных химических компонентов (TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O) падают на фоне роста SiO_2 в изученных включениях в кварце, независимо от возраста и местоположения месторождений. Это хорошо видно на примере Al_2O_3 , количество которого отчетливо уменьшается от 17 до 8 мас. % при накоплении SiO_2 (см. рис.), что свидетельствует о фракционировании плагиоклазов (с образованием вкрапленников) в ходе дифференциации расплавов.

Показывая единообразные направления трендов фракционирования на диаграммах Харкера, расплавные включения в кварце из различных месторождений обладают некоторыми особенностями поведения отдельных химических компонентов. Максимальные значения FeO и MgO характерны для древних (кембрийских) расплавов, а минимальные – для молодых (девонских). Магматические системы Урала (силур–девон) занимают промежуточное положение с образованием двух трендов, ассоциирующих с максимальными (кембрий) и минимальными (девон) значениями. Расплавы месторождений Урала обладают максимальными содержаниями кальция и натрия по сравнению с магмами Алтае-Саянской области. Для калия устанавливается обратная картина со значительным обогащением (K_2O до 3.9 мас. %) расплавов Рудного Алтая при минимальных Na_2O (до 0.8 мас. %). Для фосфора и хлора (как и для основных петрогенных компонентов) характерно падение значений на фоне роста SiO_2 в расплаве, независимо от возраста и местоположения месторождений. В то же время существуют резкие отличия по абсолютному содержанию этих компонентов. Так, расплавы месторождений Урала содержат значительно больше P_2O_5 и меньше Cl по сравнению с кислыми расплавами Алтае-Саянской области.

В целом, на основе представленных данных по расплавным включениям в кварце можно сделать следующие выводы о физико-химических условиях кислых магматических систем, имеющих тесную связь с формированием сульфидных месторождений Урала и Алтае-Саянской области. Имеются общие характеристики расплавов для всех рассмотренных колчеданных месторождений, независимо от возраста и местоположения: наличие высокотемпературного (1055–1180 °С) интервала кристаллизации, падение содержания всех основных химических компонентов на фоне роста SiO_2 , а также разделение на две группы по значениям железистости. Существует определенная эволюция во времени составов кислых расплавов, имеющих тесную связь с колчеданными месторождениями: растут содержания суммы щелочей и падает количество железа и магния при переходе от древних (кембрийских) к наиболее молодым (девонским).

Несмотря на определенное сходство кислых магматических систем Урала и Алтае-Саянской области, существуют и различия. Прежде всего, это гораздо более широкий интервал температур кристаллизации (с минимальными значениями до 910 °С) обогащенных натрием и фосфором расплавов Урала в отличие от преимущественно высокотемпературных, с повышенными содержаниями калия и хлора магм Алтае-Саянской области. Установленное сходство кислых магматических систем в различных колчеданных месторождениях обусловлено тем, что все они формировались фактически в однотипной палеогеодинамической обстановке, связанной с развитием субдукции в переходной зоне континент-океан. Различия, скорее всего, могут быть следствием приуроченности месторождений к определенным структурам этих сложных по своему строению зон. В частности, девонские месторождения формировались преимущественно в условиях островных дуг, а кембрийские – в задуговых бассейнах.

Работа выполнена при поддержке проекта VIII.66.1.1., РФФИ (проект № 16-05-00313) и проекта совместных исследований СО РАН и УрО РАН.

Литература

- Бабанский А. Д., Ашихмина Н. А., Коваленко В. И., Лятифова Е. Н., Кононкова Н. Н.* Исходная магма пород Верхнекегемского кальдерного комплекса (Северный Кавказ) по данным изучения включений в минералах // Доклады академии наук. 1995. Т. 344. № 2. С. 226–228.
- Зайков В. В.* Вулканизм и сульфидные холмы палеоокеанических окраин: на примере колчеданосных зон Урала и Сибири. М.: Наука, 2006. 429 с.
- Карпухина В. С., Наумов В. Б., Баранов Э. Н., Кононкова Н. Н.* Состав расплавов кислых вулканитов Верхнеуральского рудного района (Южный Урал) по данным изучения включений в кварце // Доклады академии наук. 1998. Т. 358. № 1. С. 100–103.
- Карпухина В. С., Наумов В. Б., Викентьев И. В.* Генезис колчеданных месторождений Верхнеуральского рудного района (Южный Урал, Россия): свидетельства магматического вклада металлов и флюида // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 2. С. 145–165.
- Лапухов А. С., Симонов В. А., Ковязин С. В.* Особенности формирования магматических комплексов Салаирского колчеданно-полиметаллического рудного поля (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8. С. 1186–1195.
- Масленников В. В., Зайков В. В.* Колчеданосные палеогидротермальные поля окраинно-океанических структур Урала (классификация, рудные фации, модель развития). Миасс: ИМин УрО РАН, 1998. 92 с.
- Наумов В. Б., Карпухина В. С., Баранов Э. Н., Кононкова Н. Н.* Составы расплавов, содержания летучих компонентов и элементов-примесей, температуры кристаллизации кварца кислых вулканитов Верхнеуральского рудного района (Южный Урал) // Геохимия. 1999. № 4. С. 339–351.
- Симонов В. А.* Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.
- Симонов В. А., Гаськов И. В., Ковязин С. В., Борисенко А. С.* Эволюция геохимических параметров кислых расплавов при формировании колчеданных месторождений Рудного Алтая // Доклады академии наук. 2005. Т. 403. № 5. С. 674–677.
- Симонов В. А., Зайков В. В., Ковязин С. В.* Палеогеодинамические условия развития гидротермальных систем Кызыл-Таштыгского месторождения (Восточная Тува) // Металлогения древних и современных океанов–1999. Рудоносность гидротермальных систем. Миасс: ИМин УрО РАН, 1999. С. 16–23.
- Симонов В. А., Ковязин С. В., Тереня Е. О., Масленников В. В., Зайков В. В., Масленникова С. П.* Физико-химические параметры магматических и гидротермальных процессов на колчеданном месторождении Яман-Касы, Южный Урал // Геология рудных месторождений. 2006. Т. 48. № 5. С. 423–438.
- Соболев А. В., Слуцкий А. Б.* Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 97–110.
- Титов А. В., Владимиров А. Г., Крук Н. Н., Палесский С. В.* Петрогенезис и возраст вулканитов Кызылрабатской структуры (Юго-Восточный Памир) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37. № 5. С. 62–72.
- Simonov V. A., Gaskov I. V., Kovyazin S. V.* Physico-chemical parameters from melt inclusions for the formation of the massive sulfide deposits in the Altai–Sayan Region, Central Asia // Australian Journal of Earth Sciences. 2010. Vol. 57. P. 737–754.
- Sobolev A. V., Danyushevsky L. V.* Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // Journal of Petrology. 1994. Vol. 35. P. 1183–1211.