

Российская академия наук
Уральское отделение
Институт минералогии

Министерство науки и образования РФ
Южно-Уральский
государственный университет

Российское минералогическое общество

**МЕТАЛЛОГЕНИЯ ДРЕВНИХ
И СОВРЕМЕННЫХ ОКЕАНОВ–2014**

**ДВАДЦАТЬ ЛЕТ НА ПЕРЕДОВЫХ РУБЕЖАХ
ГЕОЛОГИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ**
Материалы Двадцатой научной молодежной школы

**METALLOGENY OF ANCIENT
AND MODERN OCEANS–2014**

**TWENTY YEARS AT THE FRONTLINE
OF GEOLOGY OF MINERAL DEPOSITS**
Materials of the XX Scientific Youth School

Миасс
2014

УДК 553, 549

Металлогения древних и современных океанов–2014. Двадцать лет на передовых рубежах геологии месторождений полезных ископаемых. Научное издание. Миасс: Институт минералогии УрО РАН, 2014. 254 с.

ISBN 978-5-7691-2404-4

В сборник вошли материалы XX юбилейной научной молодежной школы «Металлогения древних и современных океанов–2014. Двадцать лет на передовых рубежах геологии месторождений полезных ископаемых» (21–25 апреля 2014 г.). В первой главе рассмотрены общие вопросы геологии, геохронологии, металлогении и геодинамики. Отдельные разделы посвящены колчеданным месторождениям континентов и гидротермам на дне Атлантического океана, месторождениям черных и благородных металлов в палеоокеанических структурах Урала, Сибири, Кавказа и Алтая, а также минералого-геохимическим критериям поисков и глубокой переработки руд. В разделе актуальных геолого-минералогических исследований даны результаты изучения рудовмещающих комплексов, минералов и месторождений нерудного сырья.

Проведение Школы и издание материалов осуществлено при поддержке РФФИ (проект 14-05-06802-моб_г) и ЮУрГУ.

Илл. 64. Табл. 26.

Ответственные редакторы:

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

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

к.г.-м.н. И.Г. Жуков, к.г.-м.н. К. А. Новоселов, д.г.-м.н. В. А. Попов,

к.г.-м.н. В.И. Попова, к.г.-м.н. Н.П. Сафина

UDK 553, 549

Metallogeny of ancient and modern oceans–2014. Twenty Years at the Frontline of Geology of Mineral Deposits. Scientific edition. Miass: Institute of Mineralogy UB RAS, 2014. 254 p.

ISBN 978-5-7691-2404-4

Proceedings of the XX Scientific Youth School “Metallogeny of ancient and modern oceans–2013. Twenty Years at the Frontline of Geology of Mineral Deposits” (April 21–25, 2014) include abstracts dedicated to the general problems of geology, geochronology, metallogeny, and geodynamics. The individual chapters are devoted to the continental volcanic-hosted massive sulfide deposits and hydrothermal sulfide fields of the Atlantic Ocean, ferrous and precious metal deposits in paleo-oceanic structures of the Urals, Siberia, Caucasus, and Altai, and also to mineralogical-geochemical criteria of prospects and processing of ores. A special chapter consists of abstracts, which present the results of study of ore-hosting complexes, minerals, and non-metallic deposits.

Holding of the School and abstract publishing is supported by the Russian Foundation for Basic Research (project no. 14-05-06802-моб_г) and South-Urals State University.

Figures 64. Tables 26.

Editors-in-Chief:

Professor V. V. Maslennikov and I. Yu. Melekestseva

Editorial board: D. A. Artem'ev, N. R. Ayupova, E. V. Belogub, K. A. Novoselov,

V. A. Popov, V. I. Popova, N. P. Safina, I. G. Zhukov

ПРЕДИСЛОВИЕ

В сборнике опубликованы материалы XX научной молодежной школы «Металлогения древних и современных океанов–2014. Двадцать лет на передовых рубежах геологии месторождений полезных ископаемых», посвященной 30-летию лаборатории минералогии рудогенеза Института минералогии УрО РАН. 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 1995–2013 гг. в Школе участвовало более 950 студентов из многих российских государственных университетов: Адыгейского, Алтайского, Бурятского, Воронежского, Иркутского, Московского, Московского геологоразведочного, Новосибирского, Оренбургского, Пермского, Петрозаводского, Российского Дружбы Народов, Сибирского, Санкт-Петербургского, Санкт-Петербургского горного, Саратовского, Сыктывкарского, Томского, Томского технического, Тувинского, Тюменского технического, Уральского горного, Южного, Южно-Российского технического, Южно-Уральского, Челябинского. На Школе присутствовали также студенты из национальных университетов Украины (Донецкого, Киевского, Криворожского, Львовского, Харьковского), Белоруссии (Белорусского), Казахстана (Рудненского индустриального).

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

Труды Школы издаются ежегодно под общим названием «Металлогения древних и современных океанов» (продолжающееся рецензируемое издание). Данный выпуск содержит статьи профессоров, студентов и аспирантов 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. Особенностью Школы с 2004 г. является прямая трансляция заседаний в сети Интернет, что позволяет заочным участникам выступать в режиме *on-line*, получать ответы на вопросы и участвовать в дискуссиях. В программу Школы входит полевая экскурсия на 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 2014 г. оказана Российским фондом фундаментальных исследований (проект № 14-05-06802-моб_г) и Южно-Уральским государственным университетом.

Оргкомитет XX научной молодежной школы «Металлогения древних и современных океанов–2014»

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

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

Анфилов В. Н., чл.-корр. РАН, Институт минералогии УрО РАН, ЮУрГУ

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

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

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

Бортников Н. С., акад. РАН, ИГЕМ РАН

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

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

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

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

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

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

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

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

Синяковская И. В., к.г.-м.н., доц., Южно-Уральский государственный университет

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

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

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

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

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

Часть 1. ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОХРОНОЛОГИИ, МЕТАЛЛОГЕНИИ И ГЕОДИНАМИКИ

В. Н. Пучков

*Институт Геологии УНЦ РАН, г. Уфа
Баширский Государственный Университет, г. Уфа
puchkv@ufaras.ru*

Геодинамика ороклинов

Термин ороклин (*букв. – изгиб гор*) – ороген, деформированный в плане, предложен У. Кэри [1991]. Имеется в виду, что развитие ороклина происходило в две стадии: на первой сформировался более или менее прямой линейной ороген, а на второй стадии произошел его изгиб с образованием мегаскладки, имеющей вертикальную ось. В качестве примеров автором приводились Аляскинский, Рифский, Лигурийский, Белуджистанский Пенджабский, Филиппинские и другие изгибы орогенов. Мы, уральцы, можем предположительно говорить прежде всего Пайхойско-Ново-земельском ороклине, однако это нуждается в доказательствах. Реален изгиб Уральских складчатых структур напротив Уфимского выступа, подчеркнутый сдвигами.

Методы изучения межплитных деформаций горизонтального сгибания призваны подтвердить их вторичную природу, следовавшую за формированием первичного, неизогнутого орогена. Они включают в себя палеомагнитные исследования [Левашова и др., 2011; Burtman 1986], структурный анализ ороклинов [Weil et al., 2013; Martinez-Catalan, 2011], космическую геодезию [Lamb, 2011; Nishimura, 2011; Nocquet, 2012; Loveless, Meade, 2011], анализ смещений в очагах землетрясений [Ruppert et al., 2012] и комбинацию различных методов [Nocquet, 2012; Marton, Fodor, 1995]. Однако решающим является палеомагнитный метод.

Основные условия образования ороклинов определяются тектоникой литосферных плит и заключаются в следующем.

1. Наличие конвергентных зон интенсивных межплитных деформаций (орогенов и предшествующих им островных дуг) [Хаин, Ломизе, 2005].

2. Конвекция в астеносфере (*mantle drag*), которая является главным движущим механизмом плит.

3. Геометрические закономерности движения плит. На сферической поверхности Земли (в «плане») движение плит с большим приближением описывается с помощью теоремы Эйлера, согласно которой любое движение жесткого тела, представленного двумя сопряженными точками на сфере, может быть описано как вращение вокруг оси, проходящей через центр сферы. Применение теоремы Эйлера усложняется, но не отменяется для межплитных зон.

4. Анизотропия литосферы также является важнейшим фактором образования ороклинов. Межплитные конвергентные зоны демонстрируют наибольшую пластичность. Они формируются, в первую очередь, на месте океанической и переходной литосферы. В пределах литосферных плит, которые могут частично превращаться в межплитные зоны путем перескока межплитных границ, наиболее слаба океаническая литосфера и наиболее прочны кратоны.

Теорема Эйлера и ее приложения. Точка пересечения оси вращения с поверхностью сферы, получила название полюса вращения, или полюса Эйлера. Теорема широко используется при палеомагнитных исследованиях, описании движений литосферных плит и палеоконтинентальных реконструкциях. Схема современных векторов движений плит ITRF–2008 [Altamimi et al., 2011] показывает, в частности, что полюс вращения Североамериканской плиты находится в районе Галапагосских островов, а Евразийской – в центральной части Индийского океана. Теорема Эйлера применима и к зонам межплитных деформаций, хотя с первого взгляда это неочевидно, и некоторыми исследователями отрицается. При неравномерном характере распределения деформаций, орогены и островные дуги могут распадаться на отдельные домены, для каждого из которых можно подобрать свой полюс Эйлера. Эти домены могут быть сколько угодно малыми.

Механизмы формирования изогнутых орогенов. Причины изогнутости орогенов могут быть различными, и их невозможно понять без анализа роли и поведения субдукции, приводящей к коллизии и орогенезу. Существует два типа развития субдукции: свободное и ограниченное. Переход от субдукции к коллизии и орогенезу происходит по одному из этих двух сценариев

1. При сценарии свободного развития (марианский тип) островная дуга не ограничена приближающимся континентом. Наоборот, при возникновении задугового бассейна часть континентальной коры может обламываться, как в случае Японской дуги, которая по сути дела становится ленточным орогеном. Ороклинальный изгиб дуги или ленточного орогена, направленный в сторону океана, возникает за счет сочетания отката перегиба слэба (*slab rollback*) и подъема мантийного диапира в тылу дуги.

2. В случае ограниченного развития островная дуга сталкивается с континентом (или континентами), образуя ороген (или орогены). Блестящим примером является поведение Тирренско-Лигурийской островной дуги в полузамкнутом океаническом пространстве между Центральной Европой, Иберией, Африкой и Апулийской глыбой, в результате чего в неогене возникли коллизионные орогены с Сицилийским, Рифским и Лигурийским ороклинами [Vitale, Ciarcia, 2013]. Близка к этому ситуация и на территории между Северо- и Южноамериканскими континентами, где образовались Центральноамериканский и Карибский ороклины [Meschede, Frisch, 1998].

Это, по сути дела, примеры образования ороклинов без коллизии и при коллизии типа дуга-континент. Не меньшее значение имеет ороклинная динамика при коллизии типа континент-континент (восточная часть Альпийско-Гималайского пояса, варискиды Европы). Яркими примерами ороклинов являются так называемые синтаксисы [Буртман, 2013], связанные с внедрением выступов жестких континентальных глыб в смежные складчатые пояса.

Линейные и мозаичные складчатые системы. Наличие ороклинальных структур может создавать ложное впечатление мозаичности складчатой системы, на чем было основано представление о двух типах формирования континентальной коры: автохтонном в мозаичных системах и аллохтонном в линейных [Моссаковский и др., 1993]. В случае Казахстанской системы, такая трактовка недавними исследованиями не подтверждается [Левашова и др., 2011; Дегтярев, 2012]. У геологов, изучающих европейские варискиды, такая идея не возникала: для них сложно-ороклиновый характер этой системы очевиден.

Происхождение варисской ороклинной системы обсуждалось в целом ряде работ, опубликованных в последнее время [Martinez-Catalan, 2011; Weil et al., 2013]. Очевидно, что эта система была зажата в позднем карбоне между Лавруссией и Гондваной, и сдвиг одного континента по отношению к другому мог быть достаточной причиной «буклирования» первично линейной складчатой системы

Псевдо-ороклин? Анды, несмотря на выраженную изогнутость, возможно, не являются типичным ороклином, поскольку они, с момента заложения зоны субдукции, были подчинены очертаниям континента, и их развитие не было двухстадийным, что характерно для ороклинов. Ориентировка векторов GPS-измерений не указывает на сильное изгибание. Такие орогены тоже нередко называют ороклинами [Романюк, 2009], но изначальному определению этого типа структур они не вполне соответствуют, т.к. возникают в одну стадию. Здесь воздействие внутренних и внешних углов континентов выражается в формировании сдвиговых систем и смещений, обеспечивающих приток материала во внутренний угол или отток, экструзию – от внешнего угла [Романюк, 2009; Monod et al., 2010]. Особым случаем является развитие Чукотско-Аляскинского ороклина, образование которого сопряжено со спредингом в Арктическом бассейне.

Заключение. Большинство перечисленных случаев образования ороклинов может быть названо «тектоникой ограниченного пространства». Такой сценарий обеспечивается разницей в жесткости/пластичности между относительно легко деформируемыми орогенами и ограничивающими их блоками континентальной, а, в особенности, кратонной литосферы, обладающими повышенной толщиной и, следовательно, жесткостью. По мере перехода от мягкой коллизии к жесткой (общей), очертания континентальных окраин начинают все в большей степени влиять на формирование ороклинов, вызывая переток вещества от внешних углов к внутренним.

Литература

Буртман В. С. Геодинамика Памирско-Пенджабского синтаксиса // Геотектоника. 2013. № 1. С. 36–58.

Дегтярев К. Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана М.: ГЕОС, 2012. 289 с.

Кэри У. В поисках закономерностей развития Земли и Вселенной. М.: Мир, 1991. 447 с.

Левашова Н. М., Баженов М. Л., ван дер Во Р., Абражевич А. В. Новые палеомагнитные данные по силурийским и девонским вулканитам Чингизской островной дуги Казахстана и их вклад в представления о тектонической эволюции Урало-Монгольского пояса // *Geodynamics and Tectonophysics*. 2011. Vol. 2. Iss. 3. P. 266–288.

Моссаковский А. А., Руженцев С. В., Самыгин С. Г., Хераскова Т. Н. Центральнo-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–32.

Романюк Т. В. Позднекайнозойская геодинамическая эволюция центрального Сегмента Андийской субдукционной зоны // Геотектоника. 2009. Т. 4. С. 63–84.

Хаин В. Е., Ломизе М. Г. Тектоника с основами геодинамики. М.: Книжный Дом Университет, 2005. 506 с.

Altamimi Z., Collilieux X., Metivier L. ITRF2008: an improved solution of the international terrestrial reference frame. // Journal of Geodynamics. 2011. Vol. 85. P. 457–473.

Burtman V. S. Origin of structural arcs of the Carpathian-Balkan region // Tectonophysics. 1986. Vol. 127. P. 245–260.

Horvath F., Bada G., Szafian P. S. et al. Formation and deformation of the Pannonian basin: constraints from observational data // European Lithosphere Dynamics. Geol. Soc. London Memoirs. 2006. Vol. 32. P. 191–206.

Lamb S. Cenozoic tectonic evolution of the New Zealand plate-boundary zone: A paleomagnetic perspective // Tectonophysics. 2011. Vol. 509. P. 135–164.

Loveless J. P., Meade B. J. Partitioning of localized and diffuse deformation in the Tibetan Plateau from joint inversions of geologic and geodetic observations // Earth and Planetary Science Letters. 2011. Vol. 303. P. 11–24.

Martinez-Catalan J.R. Are the oroclines of the Variscan belt related to late Variscan strike-slip tectonics? // Terra Nova. 2011. Vol. 23. № 4. P. 241–247.

Marton T., Fodor L. Combination of paleomagnetic and stress data—a case study from North Hungary // Tectonophysics. 1995. Vol. 242. P. 99–114.

Meschede M., Frisch W. A plate-tectonic model for the Mesozoic and Early Cenozoic history of the Caribbean plate // Tectonophysics. 1998. Vol. 296. P. 269–291.

Monod B., Dhont D., Hervouet Y. Orogenic float of the Venezuelan Andes // Tectonophysics. 2010. Vol. 490. P. 123–135.

Nishimura T. Back-arc spreading of the northern Izu–Ogasawara (Bonin) Islands arc clarified by GPS data // Tectonophysics. 2011. Vol. 512. P. 60–67.

Nocquet J.-M. Present-day kinematics of the Mediterranean: A comprehensive overview of GPS results // Tectonophysics. 2012. Vol. 579. P. 220–242.

Ruppert N.A., Kozyreva N. P., Hansen R. A. Review of crustal seismicity in the Aleutian Arc and implications for arc deformation // Tectonophysics. 2012. Vol. 522–523. P. 150–157.

Vitale S., Ciarcia S. Tectono-stratigraphic and kinematic evolution of the southern Apennines / Calabria–Peloritani Terrane system (Italy) // Tectonophysics. 2013. Vol. 583. P. 164–182.

Weil A. B., Gutierrez-Alonso G., Johnston S.T., Pastor-Galan D. Kinematic constraints on buckling a lithospheric-scale orocline along the northern margin of Gondwana: A geologic synthesis // Tectonophysics. 2013. Vol. 582. P. 25–49.

**Исследования Rb-Sr и U-Pb изотопных систем
при решении вопросов возраста
и источников вещества рудных месторождений**

В современных фундаментальных исследованиях, направленных на разработку проблем генезиса рудных месторождений, ключевую роль играют методы изотопной геологии, которые позволяют получать численные оценки времени развития минералообразующих процессов и изотопно-геохимические характеристики источников вещества и флюидов.

Трудности исследования месторождений с помощью изотопных методов обусловлены, как правило, сложной историей формирования этих объектов, последовательным наложением процессов, приводящих в ряде случаев к нарушению замкнутости изотопных систем в минералах, а также ограниченным выбором минеральных фаз, пригодных для изучения. В связи с этим весьма актуальным является получение достоверной геохронологической и изотопно-геохимической информации на основе применения обоснованных методик изотопного анализа, обработки и интерпретации данных.

Урановые месторождения относятся к числу наиболее благоприятных рудных объектов, для которых с помощью U-Pb метода успешно решаются задачи по расшифровке хронологии процессов минералообразования. Обширный опыт изучения этих объектов позволил к настоящему времени разработать геохимические модели поведения U-Pb изотопной системы урановых минеральных фаз в процессах рудообразования и обосновать методику их исследования, обеспечивающую достоверность получаемых результатов и выводов. Широко используемым в U-Pb геохронологии урановых месторождений является метод изохронных построений на основе изучения локальных проб урановых фаз [Чернышев и др., 1983; Чернышев, Голубев, 1996 и др.]. Данный подход основывается на изучении локальных микрообъемов минералов ($<0.1 \text{ мм}^3$), представляющих различные генетические и морфологические разновидности, что позволяет выявлять дифференциальный характер поведения U-Pb изотопных систем в процессах рудообразования.

В U-Pb исследованиях различных геологических объектов важным направлением является изучение вариаций изотопного состава Pb в минеральных фазах с низкими величинами U/Pb и Th/Pb отношений. Это направление (изотопная геохимия «обыкновенного» свинца или Pb-Pb метод) является одним из наиболее эффективных и давно применяемым в изотопной геологии. Pb-Pb метод применяется для выявления потенциальных источников рудного вещества месторождений. Изотопные характеристики «обыкновенного» свинца отражают не только особенности геологического строения территории, в пределах которой расположено месторождение, но позволяют также получить представление об истории развития региона, как геохимической провинции.

В геологических образцах изучается распространенность четырех изотопов свинца. Три из них имеют радиогенную природу – это ^{206}Pb , ^{207}Pb и ^{208}Pb , являющиеся продуктами распада ^{238}U , ^{235}U и ^{232}Th соответственно. Относительную распространенность радиогенных изотопов свинца принято выражать в виде изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Наблюдаемые в природе вариации изотопного состава Pb могут быть вызваны целым рядом причин, такими как: радиоактивный распад U и Th, смешение Pb с разными изотопными отношениями в результате тех или иных геологических процессов. Интерпретация Pb-Pb данных, полученных для конкретного геологического объекта, является довольно сложной задачей и, как правило, основывается на определенных модельных построениях. При расшифровке генезиса рудных месторождений в изотопной геохимии свинца наиболее широко применяются двухстадийная модель эволюции Pb на Земле, разработанная Дж. Стейси и Дж. Крамерсом [Stacey, Kramers, 1975], и «плюмботектоника» Б. Доу и Р. Зартмана [Doe, Zartman, 1979], которые взаимодополняют друг друга.

Физическое обоснование Rb-Sr метода определения возраста впервые было дано в работах немецких исследователей [Hahn et al., 1937 и др.] еще в 30-х годах прошлого столетия. Rb-Sr метод основывается на явлении радиоактивного распада изотопа ^{87}Rb посредством α -распада, в результате которого происходит образование дочернего изотопа ^{87}Sr . При этом общее количество изотопа ^{87}Sr в образце определяется как сумма радиогенного ^{87}Sr и ^{87}Sr , изначально присутствовавшего в Rb-Sr системе. В последующем с использованием масс-спектрометрии, усиленно развивавшейся в 40-х–50-х годах прошлого века, были созданы методы масс-спектрометрического изотопного анализа, позволившие с приемлемой точностью и чувствительностью измерять изотопные отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в горных породах и минералах. Эти методы дали возможность исследовать поведение Rb-Sr изотопной системы различных минералов и создать геохимические основы применения метода к изучению конкретных геологических объектов.

Rb-Sr метод, наряду с другими методами (K-Ar и Sm-Nd) изотопной геологии, широко применяется для датирования гидротермальных рудных месторождений. Однако для большей части объектов гидротермального типа Rb-Sr датирование осложнено тем, что в рудных телах, как правило, отсутствует достаточное количество и разнообразие минеральных фаз, пригодных для геохронологического изучения. В этой связи, при датировании гидротермальных образований применяются подходы, основанные на изучении валовых проб метасоматитов и минералов, нетрадиционных для Rb-Sr геохронометрии таких, например, как кварц и сфалерит.

Использование валовых проб как геохронометров в Rb-Sr датировании гидротермально-метасоматических процессов предполагает, что в ходе преобразования вещества вмещающих пород и различных новообразованных минералов, в том числе и прожилковых, гомогенизация изотопного состава стронция происходит во всем объеме изучаемого геологического тела. Уравновешивание изотопного состава стронция между минеральными компонентами породы, как отмечено в работе И. М. Горхова [1985], облегчается вследствие его высокой подвижности в процессах с участием флюидной фазы. Примерами успешного применения этого подхода являются результаты геохронологического изучения месторождений Мурунтау [Костицын, 1994], Сухой Лог [Лаверов и др., 2007] и золоторудных объектов Карелии [Ларионова и др., 2013].

Наибольший интерес среди нетрадиционных минералов-геохронометров представляет кварц. Его привлекательность для геохронологического использования определяется уже хотя бы тем обстоятельством, что этот минерал широко развит на золоторудных и многих других месторождениях, где обычно представлен различными генерациями и морфологическими типами. Изучение Rb-Sr-изотопной системы кварца позволяет успешно решать как геохронологические, так и изотопно-геохимические задачи [Shepherd, Darbyshire, 1981; Лаверов и др., 2007; Чугаев и др., 2010; 2012]. Rb-Sr-изотопная система минерала характеризуется рядом особенностей, которые препятствуют широкому использованию его в изотопной геологии. Это, во-первых, низкий уровень содержаний исследуемых элементов (<100 нг/г), требующий особого методического подхода к изучению кварца, и, во-вторых, многообразие форм нахождения Rb и Sr в этом минерале и, как следствие этого, сложное поведение Rb-Sr-изотопной системы под действием наложенных процессов. Rb-Sr-изучение кварца желательно сочетать с изучением вариаций изотопного отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в других гидротермальных минералах, характеризующихся низкими величинами отношения $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$.

В представленном докладе детально рассматриваются физические, методологические и геохимические основы U-Pb и Rb-Sr методов для целей датирования рудных месторождений и идентификации источников вещества. На примере крупных урановых и золоторудных месторождений России обсуждаются современные подходы, применяемые в U-Pb и Rb-Sr геохронологических и изотопно-геохимических исследованиях.

Литература

Горохов И. М. Рубидий-стронциевый метод изотопной геохронологии. М.: Энергоатомиздат, 1985. 153 с.

Костицын Ю. А. Rb-Sr изотопные исследования месторождения Мурунтау. Рудоносные метасоматиты // Геохимия. 1994. № 4. С. 486–497.

Лаверов Н. П., Чернышев И. В., Чугаев А. В. и др. Этапы формирования крупномасштабной благороднометальной минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия): результаты изотопно-геохронологического изучения // Доклады Академии наук. 2007. Т. 415. № 5. С. 810–814.

Ларионова Ю. О., Самсонов А. В., Шатагин К. Н., Носова А. А. Изотопно-геохронологические свидетельства палеопротерозойского возраста золоторудной минерализации в архейских зеленокаменных поясах Карелии (Балтийский щит) // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 5. С. 374–396.

Чернышев И. В., Голубев В. Н. Изотопная геохронология процессов формирования месторождения Стрельцовское, Восточное Забайкалье – крупнейшего уранового месторождения России // Геохимия. 1996. № 10. С. 924–937.

Чернышев И. В., Голубев В. Н., Троцкий В. А. и др. Изохронные построения и локализация отбора проб // Масс-спектрометрия и изотопная геология. М.: Наука, 1983. С. 90–108.

Чугаев А. В., Чернышев И. В., Гамянин Г. Н. и др. Rb-Sr-изотопная систематика гидротермальных минералов, возраст и источники вещества золоторудного месторождения Нежданкинское (Якутия) // Доклады Академии наук. 2010. Т. 434. № 4. С. 534–539.

Чугаев А. В., Бортиков Н. С., Гоневчук В. Г. и др. Возраст оловянных руд кварц-турмалин-касситеритового месторождения Солнечное по результатам Rb-Sr датирования кварца и адуляра (Хабаровский край, Россия) // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 3. С. 280–288.

Doe B. R., Zartman R. E. Plumbotectonics I. The Phanerozoic // *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. New York. Wiley Interscience, 1979. Chap. 2. P. 22–70.

Hahn O., Strassman F., Walling E. Herstellung wagbarer Mengen des Strontiumisotops 87 als Umwandlungsprodukt des Rubidiums aus einem kanadischen Glimmer // *Naturwissenschaft*. 1937. V. 25. P. 189.

Shepherd T. J., Darbyshire D. P. F. Fluid inclusion Rb-Sr isochrons for dating mineral // *Nature*. 1981. Vol. 290. P. 578–579.

Stacey J. S., Kramers I. D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // *Earth and Planetary Science Letters*. 1975. Vol. 26. № 2. P. 207–221.

С. Г. Ковалев

Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

kovalev@ufaras.ru

Рудогенерирующий потенциал мезопротерозойского магматизма и геодинамические обстановки его проявления (на примере западного склона Южного Урала)

Как установлено проведенными исследованиями, практически все известные золото-сульфидные и золото-кварцевые месторождения и рудопроявления западного склона Южного Урала приурочены к терригенным породам, которые прорываются интрузивными телами основного состава. Генетические условия образования этих объектов на сегодняшний день изучены явно недостаточно. Одной из важных нерешенных проблем является вопрос об источнике рудного вещества и механизмах рудогенного минералообразования. В связи с этим изучен рудогенерирующий потенциал пикритового и пикродолеритового магматизма западного склона Южного Урала и прилегающей части Русской плиты как представителя мантийных образований, характеризующего не только геодинамический режим развития территории, но и определяющий металлогеническую специализацию структурно-вещественных комплексов региона.

Содержания благородных металлов в породах определялись методом ICP-MS в ЦИИ ВСЕГЕИ (аналитики В. А. Шишлов, В. Л. Кудрявцев; нижние пределы обнаружения элементов платиновой группы (ЭПГ) и Au – 0.002 г/т). Как показал анализ, содержания и распределение платиноидов и золота в пикритовых и пикродолеритовых комплексах западного склона Южного Урала обладают рядом специфических черт и позволяют, совместно с геохимическими данными по редкоземельным элементам [Ковалев, 2011], воссоздать условия генерации расплавов, сформировавших эти комплексы и охарактеризовать геодинамические обстановки магмогенерации.

Анализ нормализованных содержаний ЭПГ и Au в разновременных комплексах (рис. 1) позволяет сделать следующие выводы:

– породы всех комплексов обогащены золотом, палладием, платиной и родием по отношению к примитивной мантии, что свидетельствует о значительном рудогенерирующем потенциале этого типа магматизма ввиду того, что при плавлении субстрата эти элементы накапливаются в расплаве;

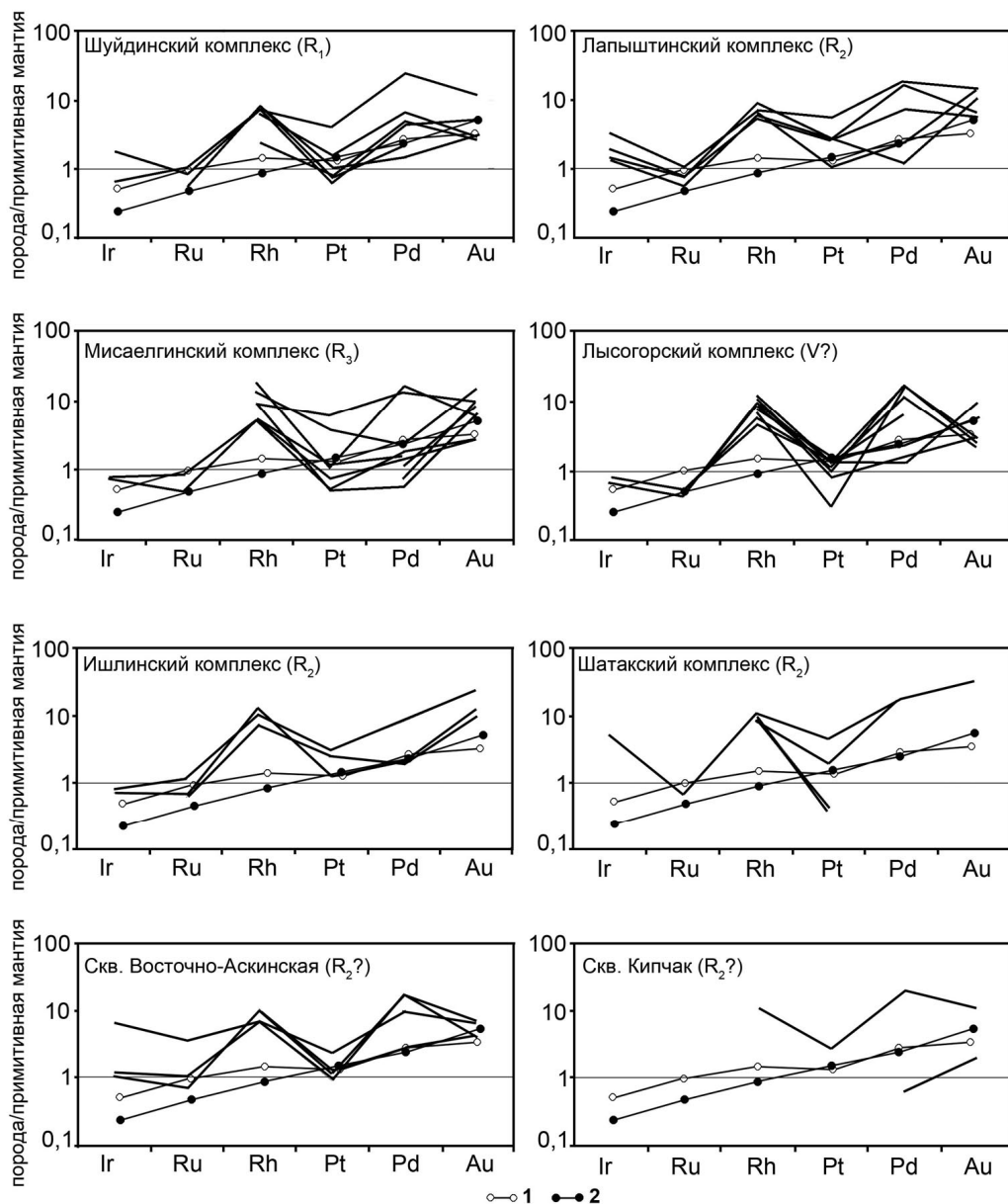


Рис. 1. Нормализованные содержания благородных металлов в разновозрастных пикритовых и пикродолеритовых комплексах западного склона Южного Урала и восточной части Русской плиты.

Средние составы коматиита (1) и пикрита (2) по [Barnes, Lightfoot, 2005]. Примитивная мантия по [McDonough, Sun, 1995].

– по сравнению со средними содержаниями благородных металлов в пикритах и коматиитах, южноуральские пикриты и пикродолериты обогащены палладием и родием при близких (либо незначительно повышенных) количествах золота, платины, рутения и иридия, что указывает на специфику южноуральской магматической провинции;

– наибольшей подвижностью в процессах внутрикоровой дифференциации обладают платина, палладий и золото, количества которых могут различаться на один порядок;

– принципиальные отличия конфигурации трендов, характеризующих породы разновременных комплексов, не установлены, что может служить доказательством близости условий магмогенерации на рифейско-вендском этапе развития региона. В то же время, различия в количествах иридия между шуйдинским, лапыштинским и шатакским комплексами, с одной стороны, и мисаелгинским, лысогорским и ишлинским, с другой, подтверждают вариации условий мантийной магмогенерации, обоснованное ранее на базе геохимии РЗЭ и анализа Ti/Y, Sm/Yb и Lu/Hf отношений [Ковалев, 2011].

Участие магматических пород в процессе рудообразования и степень их влияния на терригенные породы рамы можно проиллюстрировать на примере Шатакского вулcano-плутонического комплекса (рис. 2). Из сопоставления диаграмм нормализованных содержаний благородных металлов в магматических и терригенных породах видно, что тренды содержаний ЭПГ и Au в осадочных породах аналогичны трендам магматических пород, то есть их специализация сформировалась под воздействием флюидно-магматической системы.

Представление о том, что рифтогенез, нередко сопровождаемый образованием крупных магматических провинций (*LIPs – large igneous provinces*), связан с суперплюмами, широко распространено в настоящее время и подтверждается многочисленными фактами и наблюдениями [Пучков, 2009]. Согласно современным геодинамическим построениям, западный склон Южного Урала в мезопротерозое являлся частью континента Волго-Уралии и Балтики и развивался совместно с современной восточной частью Русской плиты. Плюмовые процессы в раннерифейское время на этой территории повлияли на формирование перикратонного прогиба с компенсированным осадконакоплением и внедрение в зоны конседиментационных разломов мелких рассредоточенных базитовых и базит-гипербазитовых интрузий (пикриты, пикродолеритовые комплексы, дайки и силлы меланократовых габбро-долеритов).

Собственно рифтогенный этап знаменуется переходом от рассредоточенного типа растяжения литосферы к линейно сконцентрированному, что в пределах западного склона Южного Урала и прилегающей части Русской плиты выразилось в формировании серии грабенообразных структур с максимальным развитием интрузивного магматизма и вулканизма при большом разнообразии продуктов его деятельности: интрузии, эффузивные и пирокластические фации [Ковалев, 2008]. Процессы дифференциации в промежуточных очагах и, возможно, контаминация в их верхних частях приводят к образованию магм, различающихся как по основности (пикриты, долериты, базальты, риолиты), так и по геохимическим характеристикам (обогащенность Au, Pt и Pd по сравнению с мантийным субстратом и др.). При этом формирующиеся осадки и осадочные породы верхних горизонтов коры пронизываются потоками глубинных флюидов, что приводит к формированию геохимических аномалий рудогенных (ЭПГ и Au, в частности) элементов. Масштабность рудообразующих процессов определялась эволюцией флюидно-гидротермальных систем, которые сформировались

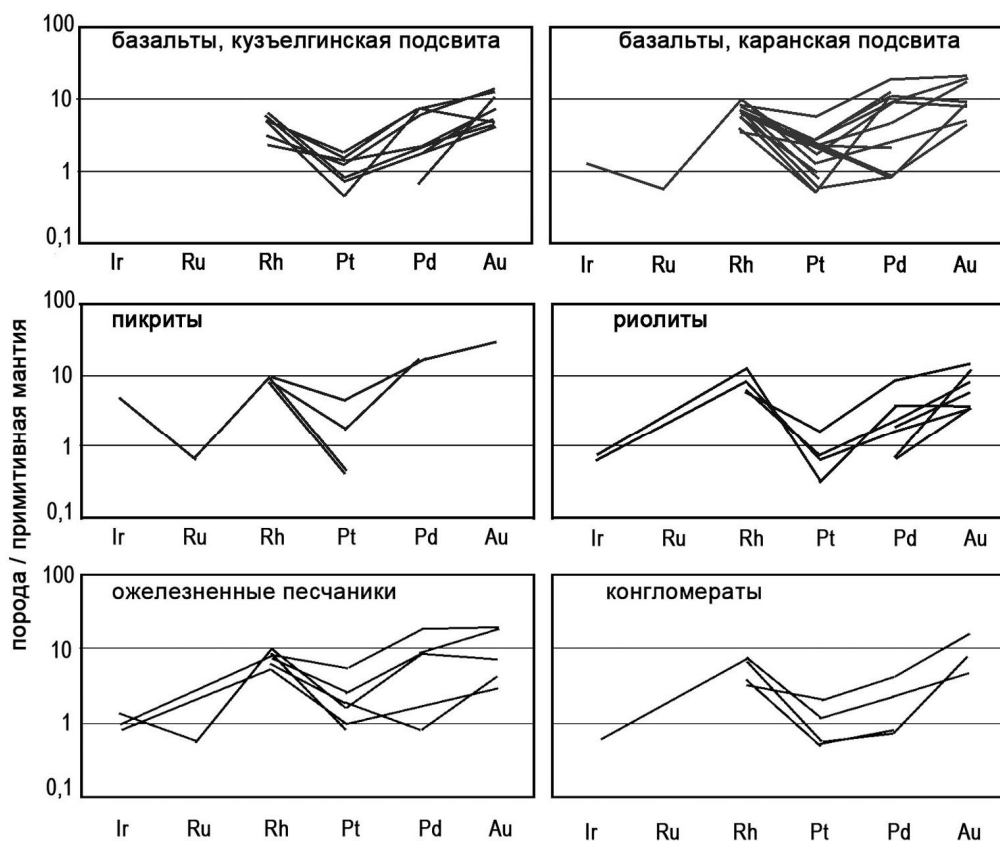


Рис. 2. Нормализованные содержания благородных металлов в магматических и терригенных породах Шатакского комплекса.

при смене рифтогенного этапа развития региона процессами водного корового палингенеза и регионального метаморфизма, реализующимися в режиме сжатия в поздневендское время [Пучков, 2000], что привело к образованию рудных объектов или рудных зон, оруденение которых имеет унаследованный характер и специфические черты, присущие как мантийным, так и коровым образованиям.

Подводя итог, следует констатировать, что благороднометалльная геохимическая специализация интрузивных базитовых и базит-гипербазитовых комплексов западного склона Южного Урала и прилегающих частей Русской плиты и ее вариации при дифференциации первичных расплавов в промежуточных камерах свидетельствуют о значительном рудогенерирующем потенциале этого типа магматизма. Неоднократно проявленные этапы рифтогенного развития региона в рифей-вендское время, обусловленные плюмовыми процессами привели к формированию магматической провинции, охватывающей западный склон Южного Урала и прилегающий край Восточно-Европейской платформы. Обширная магматическая система оказала определяющее влияние на формирование металлогенической специализации территории, что выразилось в наличии многочисленных аномальных содержаний благородных

металлов, обнаруженных различными исследователями в структурно-вещественных комплексах региона.

Литература

- Ковалев С. Г. Позднедокембрийский рифтогенез в истории развития западного склона Южного Урала // Геотектоника. 2008. № 2. С. 68–79.
- Ковалев С. Г. Новые данные по геохимии диабаз-пикритового магматизма западного склона Южного Урала и условия его формирования // Литосфера. 2011. № 2. С. 68–83.
- Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
- Пучков В. Н. «Великая дискуссия» о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника. 2009. № 1. С. 3–22.
- Barnes S.-J., Lightfoot P. C. Formation of magmatic nickel-sulfide ore deposits and affecting their copper and platinum-group element contents // Economic Geology 100th Anniversary Volume. 2005. P. 179–213.
- McDonough W. F., Sun S.-S. Composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. P. 223–253.

С. Е. Знаменский

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

Тектоническая позиция и структура Кочкарского рудного поля и месторождения (Южный Урал)

Кочкарское рудное поле, объединяющее крупное Кочкарское и Новотроицкое жильные золото-сульфидно-кварцевые месторождения, расположено в Пластовском массиве плагиогранитов. Массив относится к продуктивной на золото тоналит-гранодиоритовой формации и залегает в зоне сопряжения структур Восточно-Уральского поднятия (предположительно микроконтинента с докембрийским фундаментом) и одноименного прогиба (синформы), выполненного палеозойскими комплексами. Возраст массива достоверно не установлен. Наиболее надежные датировки абсолютного возраста плагиогранитов были получены по цирконам Г. Б. Ферштатером с соавторами [2009]. Они позволяют предполагать, что массив имеет раннедевонский возраст (408–402 млн лет).

По геофизическим данным [Глубинное строение..., 2001; Дементьев, 1983; Семенов и др., 1983] Кочкарское рудное поле приурочено к блоку литосферы с поперечным поднятием поверхности МОХО и сокращенной мощностью гранулитобазитового слоя. В пределах этого выступа верхней мантии располагаются также средние по запасам Светлинское и Березняковское золоторудные месторождения.

Региональная структурная позиция рудного поля определяется приуроченностью к узлу пересечения зоны чешуйчатых западновергентных разломов, образовавшихся вдоль западной границы Восточно-Уральской синформы, с системой левосторонних разрывов северо-западного простиранья. Судя по материалам профиля УРАЛСЕЙС-95, западновергентные разломы со стороны висячего бока опережают об-

щекоровый Карталинский надвиг западного падения, достигающий поверхности мантии [Знаменский, 2009].

Два наиболее крупных (Тихоновский и Осейский) разлома северо-западного простирания в Пластовском плутоне ограничивают блок, содержащий более 2000 даек и около 1000 рудных жил Кочкарского и Новотроицкого месторождений. По данным Н.И. Бородаевского с соавторами [1984], дайки образуют две антидромные серии, каждая из которых включает ранние дайки плагиогранит-порфиров и диорит-порфиров и поздние дайки лампрофирового ряда. В плане они образуют веер, расходящийся от западного контакта массива к восточному. Значительная часть даек лампрофиров [Ферштатер и др., 2009] преобразована в «табашки» – полигенные афибол-биотитовые метаморфические породы с примесью полевых шпатов, кварца, карбоната и некоторых других минералов. Золотоносные кварцевые жилы Кочкарского и Новотроицкого месторождений локализованы в крутопадающих разрывах, развитых преимущественно в дайках «табашек» или вдоль их контактов.

Результаты тектонофизических исследований, выполненных внутри и в окрестностях Пластовского массива [Знаменский, 2009], а также структурные данные А.П. Смолина [1975] по Новотроицкому месторождению свидетельствуют, что процессы дорудной «табашкизации» даек лампрофиров и формирования рудных жил происходили в условиях внешнего латерального сжатия массива плагиогранитов. В таком геодинамическом режиме внутри массива под действием механизма чистого сдвига образовались две сопряженные сдвиговые зоны: северо-западная левосторонняя, вмещающая Новотроицкое месторождение, и северо-восточная правосторонняя, контролирующая размещение рудных жил Кочкарского месторождения. Рудоконтролирующие сдвиговые зоны, в целом, наследуют систему даек «табашек». Сходная структурная ситуация описана А. Белкабиров с соавторами [1993] на канадском жильном золоторудном месторождении Стар Лейк, расположенном в позднеархейском гранитоидном массиве. На этом месторождении золотоконтролирующие сдвиги избирательно развиты в мафических дайках, обладающих повышенной пластичностью по сравнению с вмещающими гранитами.

На Кочкарском месторождении дайки «табашек» и золотоносные жилы концентрируются в трех зонах (свитах по Н. И. Бородаевскому [1984]) северо-восточного простирания: Северной, Центральной и Южной. Между этими зонами располагаются отдельные дайки с рудными жилами близширотного простирания. В подчиненном количестве присутствуют северо-западные и близмеридиональные дайки и разломы, игравшие, главным образом, роль рудоблокирующих структур [Яновский, 1972].

В телах «табашек» северо-восточного и субширотного простирания установлены признаки четырех фаз тектонических деформаций (от ранних к поздним): 1) дорудных пластических, 2) внутрирудных упруго-пластических, 3) послерудных хрупких и 4) послерудных упруго-пластических [Знаменский, Знаменская, 2011].

В результате ранних дорудных деформаций дайки лампрофиров были трансформированы в пластические правосдвиговые зоны. Деформационные процессы осуществлялись в условиях метаморфизма зеленосланцевой фации, приведшего к образованию ранних «табашек» существенно биотитового состава и жил дымчатого кварца.

Формирование жильного золото-сульфидно-кварцевого оруденения происходило в условиях упруго-пластических деформаций второй фазы, вызвавших малоамплитудные реактивированные движения с правым знаком по ранее образованным сдвиговым зонам.

В течение третьей фазы тела «табашек» и золотоносные кварцевые жилы подверглись хрупким деформациям и метаморфическим преобразованиям. Широкое развитие в них получила метаморфическая ассоциация поздних «табашек», включающая крупночешуйчатый биотит, сине-зеленую роговую обманку, цоизит и калиевый полевой шпат. Минералы этой ассоциации не несут заметных признаков динамометаморфических изменений и наложены на кварцевые жилы и дислоцированные «табашки». Формирование послерудного биотит-роговообманкового парагенезиса, по-видимому, связано с позднепалеозойским региональным метаморфизмом эпидот-амфиболитовой фации, интенсивно проявившимся в расположенном западнее блоке Восточно-Уральского поднятия и вызвавшим образование в этом блоке гранито-гнейсовых куполов и гранитных интрузий. Наложение процессов регионального метаморфизма привело к локальному перераспределению золота в кварцевых жилах Кочкарского рудного поля с образованием богатых рудных столбов [Яновский, 1972].

С упруго-пластическими деформациями четвертой фазы связаны малоамплитудные левосторонние смещения по рудоконтролирующим дайкам, совпадающие по времени с регрессивной стадией позднепалеозойского регионального метаморфизма. В этот период времени в телах «табашек» образовались хлорит-карбонатные метасоматиты и карбонат-кварцевые жилы.

Возраст рудоконтролирующих даек, «табашек» и золотого оруденения дискуссионен. По данным цирконовой геохронологии дайки лампрофиров, по-видимому, имеют возраст 390–370 млн лет с основным импульсом 375 ± 5 млн лет [Ферштатер и др., 2009]. Те же данные позволяют предполагать, что процессы дорудного зеленосланцевого метаморфизма даек лампрофиров и рудообразования происходили в интервале 360–330 млн лет.

На основании полученных результатов структура Кочкарского месторождения интерпретируется нами как эмбриональная транстенсивная зона северо-восточного простирания. Ее длина по простиранию достигает 8.5 км. Внутреннюю структуру сдвиговой зоны определяют дуплексы растяжения линзовидной формы в плане. Тектонические линзы с близширотными длинными осями ограничены жильными свитами, представляющими собой правосдвиговые зоны второго порядка, и залегающими между ними субширотными правосторонними сдвигами и сбросо-сдвигами. По инфраструктуре главная разломная зона месторождения адекватна экспериментальной модели прямолинейного интервала правого сдвига, состоящего из дуплексов растяжения. В экспериментах последние возникали при наложении на R-сколы Риделя продольных Y-сдвигов [Woodcock, Fisher, 1986].

К особенностям геологической позиции и строения Кочкарского рудного поля, которые могли способствовать образованию в Пластовском массиве крупных концентраций золота, по нашему мнению, относятся следующие:

- 1) положение в системе региональных разломов, достигающих поверхности мантии и тем самым обеспечивающих «облегченный» доступ флюидного потока в верхние части земной коры;
- 2) приуроченность к блоку литосферы с поперечным поднятием поверхности мантии и сокращенной мощностью гранулит-базитового слоя;
- 3) наличие в массиве крупной структурной ловушки – протяженной зоны транстенсивного сдвига;

4) положение в краевой части ареала интенсивного позднепалеозойского гранитоидного магматизма, вызвавшего в рудном поле ремобилизацию рудного вещества и образование рудных столбов.

Литература

- Бородаевский Н. И., Черемисин А. А., Яновский В. М. и др.* Кочкарское месторождение // Золоторудные месторождения (Европейская часть СССР). М.: Недра, 1984. Т. 1. С. 54–87.
- Глубинное строение и геодинамика Южного Урала (проект УРАЛСЕЙС). Тверь: ГЕРС, 2001. 286 с.
- Дементьев Г. Я.* Субширотные деформации в глубинной структуре геосинклинальной области Среднего и Южного Урала (по геофизическим данным) // Разломы земной коры Урала и методы их изучения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. С. 79–83.
- Знаменский С. Е.* Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Южного Урала. Уфа: Гилем, 2009. 348 с.
- Знаменский С. Е., Знаменская Н. М.* Рудовмещающие трансенсивные дуплексы золото-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых месторождений Южного Урала // Литосфера. 2011. № 1. С. 94–105.
- Семенов Б. Г., Ананьева Е. М., Екидина Н. Я и др.* О глубинной структуре земной коры Урала и прилегающих к нему территорий // Геотектоника. 1983. № 4. С. 37–47.
- Смолин А. П.* Структурная документация золоторудных месторождений. М.: Недра, 1975. 240 с.
- Ферштатер Г. Б., Знаменский С. Е., Бородина Н. С.* Возраст и геохимия Пластовского золотоносного массива // Ежегодник–2008. Тр. ИГТ УрО РАН. Екатеринбург, 2009. Вып. 156. С. 276–282.
- Яновский В. М.* Особенности структуры Кочкарского золото-мышьякового месторождения (Южный Урал) // Изв. ТПИ, 1970. Т. 239. С. 203–207.
- Belkabit A., Robert F., Vu L. et al.* The influence of dikes on auriferous shear zone development within granitoid intrusions: the Bourlamaque pluton, Val-d'Or district, Abitibi greenstone Belt // Canadian Journal of Earth Sciences. 1993. Vol. 30. P. 1924–1930.
- Woodcock N.H., Fisher M.* Strike-slip duplexes // Journal of Structural Geology. 1986. Vol. 8. № 7. P. 725–735.

А. В. Сначев

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

Формационная принадлежность и геодинамические условия формирования Ключевского гранитоидного массива (Арамилско-Сухтелинская зона, Ю. Урал)

Ключевской гранитоидный массив расположен в северной части Арамилско-Сухтелинского синклиория, являющегося восточным флангом Магнитогорской мегазоны, шарьированным в коллизионный этап развития Южного Урала в восточном направлении на западный край Восточно-Уральского поднятия [Сначев и др., 2006]. В различные этапы геолого-съёмочных работ массив относился к неплюевскому диорит-гранодиорит-гранитному (D₃-C_{1п} – съёмка листа N-41-VII, Миасс, масштаб

1:200 000; C_{2п} – съемка листа N-41-XIII, Пласт, масштаб 1:200 000 или C_{1п} – съемка листа N-41, масштаб 1:1 000 000) комплексу. Еще раньше [Ферштатер, 1987] гранитоиды кукушкинского комплекса относились к монцодиорит-гранитной серии. Кроме Ключевского, в состав кукушкинского (неплюевского) комплекса входят Куртмакский массив (образует совместно с Ключевским единый плутон), а также небольшие интрузивные тела, протягивающиеся в субмеридиональном направлении вдоль зоны разлома, отделяющего Арамилско-Сухтелинский синклиниорий от Восточно-Уральского поднятия. Приуроченность интрузий кукушкинского комплекса к зонам тектонических нарушений обусловила проявление в них процессов катаклаза, перекристаллизации и вторичных изменений (эпидотизации и хлоритизации). Среди пород комплекса выделяются три фазы внедрения: первая – габбро, габбро-диабазы; вторая – диориты, гранодиориты и третья – граниты (рис.). Наиболее распространенными являются породы второй фазы внедрения, наименьшим развитием пользуются габброиды. Вмещающими для массивов кукушкинского комплекса являются вулканогенно-осадочные породы шеметовской (O₂), булатовской (S₁-D₁) и краснокаменной (D₃) толщ (рис.).

В разрезе шеметовской толщи ведущую роль играют вулканиты основного состава, с преобладанием базальтовых пород афирового типа. Возраст толщ по находкам конодонтов соответствует ордовика, а мощность составляет 1500–2200 м. Булатовская толща однородна по составу и сложена преимущественно углеродисто-кремнистыми сланцами. Возраст ее охватывает интервал от раннего силура до раннего девона, мощность достигает 800–900 м. Краснокаменная толща мощностью около 1500 м сложена трахибазальтами и их туфами, а также вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами.

Петрографический состав пород Ключевско-Куртмакского плутона разнообразный. Амфиболовое габбро состоит из сосюритизированного плагиоклаза (60–65 %), амфибола (30–35 %), кварца (< 3 %), акцессорных – апатита и сфена, вторичных – актинолита, эпидота, хлорита. Структура пород панидиоморфнозернистая. Кварцевые диориты и диориты представляют собой массивные, мезократовые, нередко порфировидные породы. Их состав (%): плагиоклаз № 35–40 (55–65), биотит (10–15), кварц (0–15), ортоклаз (5), акцессорные – апатит, магнетит, ильменит.

Плагииграниты установлены в восточной части Куртмакского массива и слагают узкое линзообразное тело, вытянутое в субмеридиональном направлении. Их состав (%): плагиоклаз № 28–32 (45–50), кварц (30–40), микроклин-пертит (0–2), биотит (2–5), магнетит (1–2). Контакт между гранитоидами второй и третьей фаз – интрузивный, инъекционный. В породах третьей фазы часто содержатся ксенолиты диоритов. Состав гранитов (%): плагиоклаз № 14–30 (35), микроклин (30), кварц (30), биотит (5), акцессорные – гранат, турмалин, циркон, апатит, муассанит, магнетит, пирит. Лейкограниты слагают небольшие тела в краевых частях Ключевского массива. Их состав (%): плагиоклаз № 10–15 (25), микроклин (40), кварц (30), биотит и мусковит (1–3), акцессорные – циркон, апатит, гранат, магнетит.

Абсолютный возраст диоритов Ключевского массива, определенный К-Аг методом, по данным В. П. Костарева, А. И. Батанина (ОАО «Челябинскгеосъемка») составляет 349 ± 13 млн лет. Для Неплюевского плутона, расположенного южнее рассматриваемой площади и входящего в состав кукушкинского комплекса, изотопный Rb-Sr возраст лейкогранита – 340.3 ± 2.6 млн лет, гранодиорита – 345.7 ± 1.7 млн лет, что соответствует раннему карбону [Тевелев и др., 2006].

Петрохимически габброиды массива относятся к умеренно-высокотитанистым толеитам с высокой относительной глиноземистостью. На большинстве петрохимических диаграмм составы габброидов образуют обособленные поля, которые четко отделяются от фигуративных точек других формаций. Габброиды кукушкинского и магнитогорского комплексов отличаются повышенными содержаниями титана и на диаграмме $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{TiO}_2$ имеют сходство состава с таковыми магнитогорского габбро-гранитного комплекса и четкое отличие от базитов других серий.

Положение гранитоидов кукушкинского комплекса на диаграмме Rb-Sr для интрузивных серий различных геодинамических обстановок, указывает на то, что они входят в состав габбро-гранитной серии и ложатся на тренд гранитов мантийного, а не корового, происхождения. По содержанию рубидия и стронция, редкоземельных и других малых элементов кукушкинский габбро-гранитный комплекс относится к гранитоидам андезитового ряда. Подобные породы формируются в тылу островных дуг, а также на континентальной окраине [Зоненшайн и др., 1976]. Подтверждается это и данными РЗЭ в акцессорных минералах. По всем данным гранитоиды кукушкинского комплекса принадлежат габбро-гранитной формации. Для них характерно резкое преобладание легких РЗЭ над тяжелыми при $\text{La}_N \approx 50$ и $\text{Lu}_N \approx 10$. Кривая распределения РЗЭ в габбро Ключевского массива практически совпадает с таковой для пород магнитогорского габбро-гранитного комплекса и обнаруживает значительные отличия от всех типов габброидов, известных в пределах Арамилско-Сухтелинской зоны. Распределение иттербия в сосуществующих цирконах и апатитах кварцевого диорита Ключевского массива указывает на мантийный процесс гранитообразования.

Работами В. Н. Пучкова [2000], Г. Б. Ферштатера [1993] и других исследователей было показано, что в восточной части Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал) расположена раннекаменноугольная субмеридиональная рифтогенная структура протяженностью ~250 км. С небольшим перерывом она прослеживается и далее на север уже в пределах Тагильского мегасинклинория на Среднем Урале [Сначев и др., 2006]. Осевая зона рифта трассируется цепочкой небольших интрузивных массивов магнитогорской габбро-гранитной серии [Ферштатер и др., 1984], входящих совместно с комагматичными им базальт-риолитовыми вулканитами в состав раннекаменноугольной вулcano-плутонической ассоциации.

Ранее было установлено, что Большаковский габбровый массив, расположенный в центральной части Арамилско-Сухтелинского синклинория, является северным фрагментом южноуральского сегмента раннекаменноугольного рифта [Сначев и др., 2009]. Однако это не позволило полностью соединить южную и северную части рифта в единую зону. И только отнесение Ключевского массива к габбро-гранитной серии, наконец, дало возможность это сделать.

Литература

Сначев А. В., Пучков В. Н., Сначев В. И. и др. Большаковский габбровый массив – фрагмент Южно-Уральской зоны раннекаменноугольного рифта // Доклады Академии наук. 2009. Т. 429. № 1. С. 79–81.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин Л. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 231 с.

Пучков В. Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 145 с.

Сначев А. В., Пучков В. Н., Савельев Д. Е., Сначев В. И. Геология Арамилско-Сухтелинской зоны Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. 176 с.

Тевелев А. В., Кошелева И. А., Попов В. С. и др. Палеозоида зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья // Тр. лаб. Геол. склад. поясов (вып. 4) под ред. проф. А. М. Никишина. М.: Геологический ф-т МГУ, 2006. 300 с.

Ферштатер Г. Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 263 с.

Ферштатер Г. Б., Беа Ф. Геохимические особенности уральских гранитоидов, производных разных по составу магм // Геохимия. 1993. № 11. С. 1579–1599.

Ферштатер Г. Б., Малахова Л. В., Бородин Н. С. и др. Эвгеосинклинальные габбро-гранитоидные серии. М.: Наука, 1984. 264 с.

И. И. Чайковский

Горный институт УрО РАН, г. Пермь

ilya@mi-perm.ru

Механизмы реализации соляной тектоники на Верхнекамском месторождении, Пермский край

Анализ публикаций по соляной тектонике мира позволил разделить все соляные структуры по механизму формирования на шесть типов (табл.) [Чайковский, 2013]. Пять из них связаны с высокой пластичностью соли, реализующейся при воздействии внешней нагрузки. При этом она нагнетается из одних участков в другие с образованием интенсивной складчатости, которая связывается с течением солей. Однако течение – это не переход во флюидообразное состояние, а процесс структурной перестройки соляного массива, который осуществляется за счет пластических и хрупких деформаций. Установлено, что пластичность солей увеличивается при повышении давления, нагреве, а межзерновые связи ослабевают в присутствии включений рассола.

Верхнекамское месторождение представляет собой пример гравитационного скольжения и течения по пологим поверхностям подошвы и кровли соляной залежи [Чайковский, 2003]. Малые глубины залегания (100–500 м) предопределили низкие температуру и давление, а также существенно субгоризонтальный характер движения солевых масс.

Исследование в различной степени деформированных пород и наблюдения в горных выработках Верхнекамского месторождения позволили проследить, что структурные изменения, связанные с «течением» солей, проявляются на разных уровнях. На уровне зерен и их агрегатов они определяются, главным образом, минеральным составом солей. Наименее прочным является содержащий кристаллизационную воду карналлит. Его зерна легко обкалываются и дробятся с образованием порфиробластовых пород и сахаровидно-белых «милонитов».

Обладающие совершенной спайностью зерна сильвина вначале колются на плашки, которые смещаются друг относительно друга с образованием директивной структуры напоминающей рисунок кирпичной кладки. При дальнейшей деформации они перетираются в тонкозернистый перекристаллизованный агрегат.

Галит присутствует в виде двух типов агрегатов (прослоев): средне-крупнозернистой перистой соли и мелкозернистой соли. Первая разность, по сравнению со второй, чаще выступает как относительно компетентная порода. Но и она в процессе

Таблица

Типизация основных механизмов формирования соляных структур

№ п/п	Тип соляной тектоники	Механизм формирования структур	Эталоны типа (<i>и подтипа</i>)
1	Солянокупольная (галокинез Трусгейма, активный диапиризм Джексона)	Гравитационная адвекция или поперечное сжатие сверху	1. В условиях равномерной нагрузки – Прикаспий, Кавир (Ц. Иран), Западно-Техасский бассейн 2. В условиях проградации – Мексиканский залив
2	Солянокупольная, связанная с блоковыми подвижками в фундаменте (реактивный диапиризм Джексона)	Гравитационная адвекция (поперечное сжатие снизу) в сочетании с перегибом	1. Днепровско-Донецкая и Припятская впадины, Цехштейновый бассейн
3	Компрессионная соляная (диапиризм Мразека)	Продольное сжатие	1. Карпаты и Предкарпатье 2. В условиях косой коллизии – Тюбегатан (Узбекистан)
4	Тектоника срыва юрского типа	Послойный сдвиг со складчатостью срыва	1. Юрские горы, Загрос (Ю. Иран), Иркутский амфитеатр
5	Тектоника гравитационного скольжения	Гравитационное течение и скольжение	1. Растяжение в тыловой части покрова – Мексиканский залив, Побережье Анголы 2. Нагнетание во фронтальной части покрова – Мексиканский залив 3. Течение соляных глетчеров – Загрос (Иран) 4. Многократное течение и скольжение по основанию и кровле соляной залежи – Верхнекамское месторождение
6	Тектоника деградации соляных структур	Растворение солей	1. В спокойных условиях – Прикаспий (дизъюнктивные мульды Руженцева) 2. В условиях растяжения – Побережье Анголы (структуры типа черепахи)

деформации колется по спайности зерен. Поскольку она является наиболее богатой флюидными включениями, последние отгоняются на границы блоков, где формируют специфический линейный или дактилоскопический рисунок с ослабленными межзерновыми связями. Максимально измененная каменная соль характеризуется директивной и флюидалой текстурой с полной утратой элементов первичной слоистости.

На уровне слоев или пластов, сложенных различными минералами, деформации также различаются. Карналлитовые пласты редко сохраняют сезонную слоистость (рис. 1а, б). Чаще всего это практически полностью брекчированные порфиробластовые породы, осложненные согласными горизонтами милонитов, которые тяготеют к маломощным будинированным прослоям каменной соли. Отмечаются также слабдеформированные горизонты крупнообломочных брекчий с хаотичной

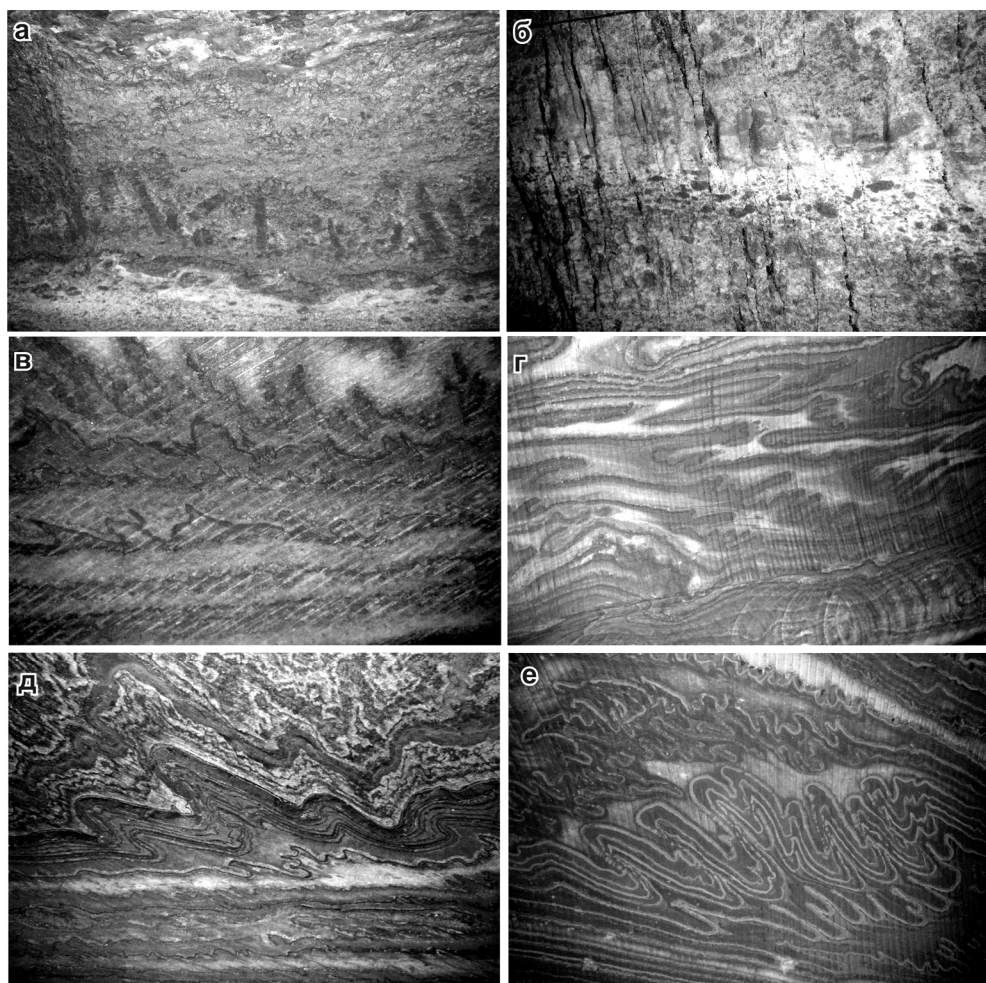


Рис. 1. Деформации карналлитовых (а, б) и сильвинитовых (г–е) пластов: а, б – горизонты крупнообломочных брекчий и зон милонитизации; в, г – многослойные складки волочения и течения; д, е – одноярусные и многоярусные складки срыва.

ориентировкой фрагментов слоев и линзовидные тела вторичного полиэдрического карналлитита, свидетельствующие об активности флюидов и проявлении процессов перекристаллизации. На складчатых участках мощность одного из пластов (пласт В) может варьировать от 3 до 20 м, что отражает существенное перераспределение карналлита из синклиналий в антиклинали.

Сильвинитовые пласты характеризуются существенно меньшими вариациями мощности. Течение солей в них может реализовываться за счет проявления складчатости волочения, проявленной вдоль многочисленных годовых слоев, или пламене-видной складчатости течения, охватывающей существенную часть пласта (рис. 1в, г). Чаще всего пространственное перераспределение сильвинита связано с формированием бескорневых складок срыва, нередко содержащих одну или несколько зон милонити-

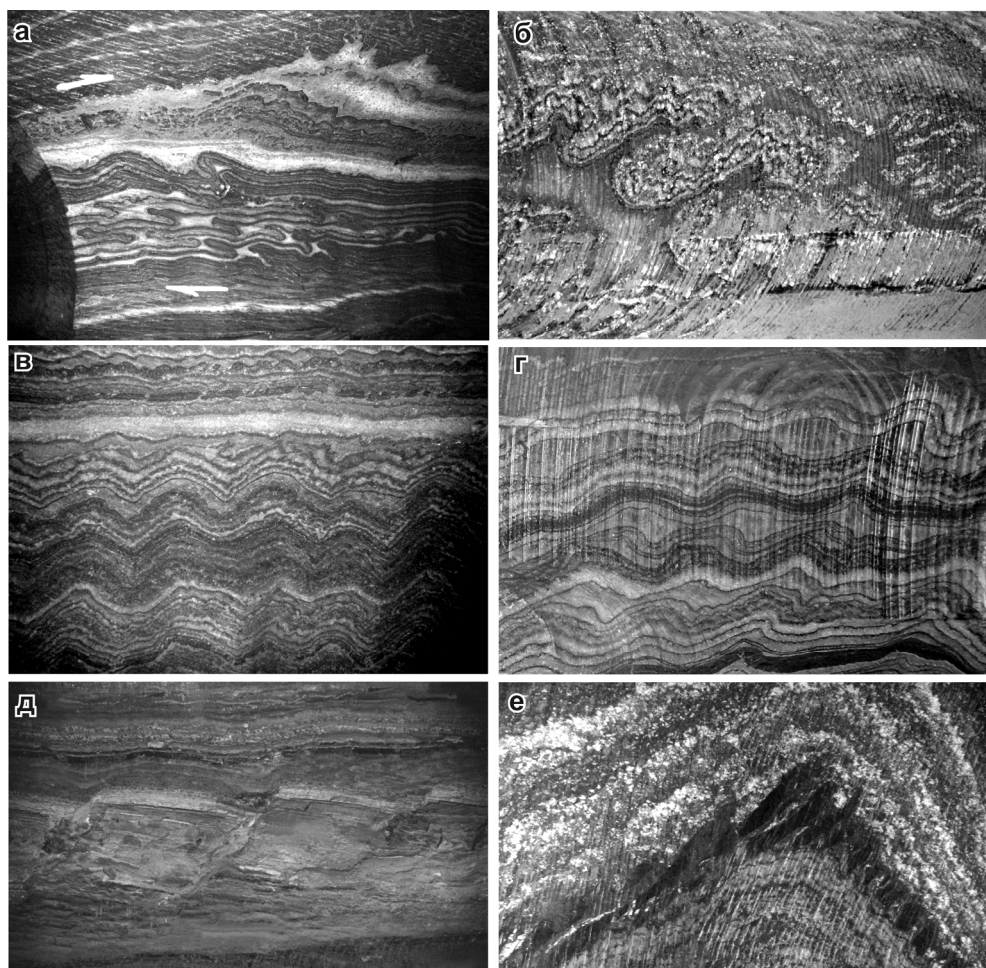


Рис. 2. Деформации в солевых породах: а – контакт сильвинитового и карналлитового пласта с различным направлением складчатости; б – прослой каменной соли в сильвинитовом пласте разбитый взбросо-складками; в – гребневидная складчатость в каменной соли; г – четковидные раздувы зернистой соли; д, е – будинаж глинистого пласта в каменной соли и глинистого прослоя на контакте галитита и сильвинита.

зированной соли, формирующих в антиклиналях несколько структурных ярусов (рис. 1д, е). Такие же многоярусные сооружения, связанные с разнонаправленным движением, отмечены на контакте с карналлитовой породой (рис. 2а).

Пласты каменной соли имеют наименьшие вариации мощности. Когда они тяготеют к сильвинитовым пластам, для них типична шевронная складчатость (складчатость излома), характерная для более компетентных пород (рис. 2в, г). Относительные смещения отдельных пачек происходили вдоль прослоев зернистой соли, приобретающих четковидные раздувы. Относительно маломощные слои галитита в сильвинитовом пласте могут осложняться взбросо-складками и формировать внутрипластовые складчато-надвиговые сооружения (рис. 2б).

Самыми хрупкими в соляной толще являются прослои и пласты глин, которые подвергаются будинажу и пространственному растаскиванию, отражая значительные горизонтальные перемещения вдоль них (рис. 2д, е).

Таким образом, специфика проявления соляной тектоники в малоглубинных условиях Верхнекамского месторождения обусловлена литологической и, соответственно, реологической расслоенностью соляной залежи, а также существенной ролью послойного течения и скольжения, проявленных в виде многослойных складок волочения, срыва и зон милонитизации.

Литература

Чайковский И.И. Основные этапы формирования тектонических нарушений в водозащитной толще Верхнекамского калийного месторождения // Горный журнал. 2008. № 10. С. 41–44.

Чайковский И.И. Типизация основных механизмов соляной тектоники мира: Верхнекамское месторождение как эталон многоэтапного гравитационного скольжения // Вестник Пермского научного центра. 2013. № 1. С. 18–37.

А. Ю. Альбеков, П. С. Бойко, М. В. Рыборак
Воронежский государственный университет, г. Воронеж
sashaalb@list.ru

Геодинамическая реконструкция процессов формирования палеопротерозойских габброидов КМА как совокупного взаимодействия континентальных и океанических структур

В соответствии с современной схемой стратиграфии и магматизма докембрия территории Воронежского кристаллического массива (ВКМ), Золотухинский комплекс Курского блока Курской магнитной аномалии (КМА) имеет двухфазное строение: первая фаза – дунит-перидотит-пироксенитовая, вторая – габброидная [Чернышов и др., 1981 и др.]. Петротипом комплекса является крупный ($>90 \text{ км}^2$) многофазный базит-гипербазитовый Смородинский плутон, представляющий собой субвертикальное штокообразное тело ультрабазит-базитовых пород золотухинского комплекса, интродуцированное силлом габбродолеритов смородинского комплекса. Главный шток плутона сложен средне-крупнозернистыми мезократовыми габброноритами, среди которых в нижних горизонтах выявлены оливковые габбронориты, сменяющиеся выше по разрезу отдельными прослоями лейкократовых крупнозернистых габброноритов (стратиформных анортозитов), среднезернистых директивных габброноритов с дайками мелкозернистых норитов и микрогаббро.

Использование современных аналитических методов позволило выявить минералого-петрографические и петрогеохимические особенности пород габброидной фазы [Бойко, 2010; 2012; 2013] и установить их U–Pb изотопный возраст, равный 2066 ± 2 – 2069 ± 3 млн лет. [Альбеков и др., 2012]. В принятой геодинамической модели развития ВКМ формирование образований комплекса предполагается в рамках сугубо внутриплитных континентальных рифтогенных процессов [Холин, 2001; Ненахов и др., 2007]. Однако выявленные геохимические особенности пород габброидной

фазы показывают гораздо более сложные процессы, контролирующие их формирование [Бойко, 2012; 2013]. Поведение редких, рассеянных и редкоземельных элементов указывает на высокую степень фракционирования пород, а также свидетельствует о значительной роли коровой контаминации [Бойко, 2012; 2013]. При этом на большинстве диаграмм, диагностирующих геодинамическую природу магматитов (дискриминантных функций (D_x) – (D_y), La-Y-Nb и др. [Бойко, 2013]), фигуративные точки преимущественно попадают в поле известково-щелочной серии, что не характерно для производных внутриплитного континентального магматизма и вносит неопределенность в диагностику их геодинамической природы. Это потребовало проведения исследований по установлению мантийных источников габброноритов на основе изучения изотопных систем Sm, Nd, Rb и Sr (табл.).

Т а б л и ц а

Изотопный состав Sm, Nd, Rb и Sr в валовых пробах из габброидов

№	Интервал, м	Возраст, млн лет	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	+/-2s	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)_{2066}$	T_{DM}
1	526.9–546.0	2066	0.91	3.89	0.1408	0.51160	7	–20.3	–5.5	3233
2	612.7–624.0	2066	1.42	6.02	0.1424	0.51165	12	–19.4	–5.0	3198
3	386.0–400.0	2066	1.74	6.07	0.1727	0.51195	3	–13.4	–7.0	–
1	526.9–546.0	2066	2.97	372.65	0.0231	0.70556	4	0.70487	39.8	–
2	612.7–624.0	2066	4.33	344.83	0.0363	0.70560	5	0.70452	34.9	–
3	386.0–400.0	2066	2.51	314.29	0.0231	0.70590	5	0.70521	44.7	–

Примечание. 1 – габбронорит, 2 – анортозит, 3 – мелкозернистый габбронорит. Скважина № 3009.

Полученная величина начального отношения $I(\text{Sr})$ для базитовых пород золотухинского комплекса, рассчитанная на возраст 2066 млн лет, составляет 0.7045–0.7049 при $\epsilon_{\text{Sr}}(2066)$ 34.0–39.83, что однозначно свидетельствует о первичном мантийном происхождении изученных базитов, а рассчитанные для того же возраста значения ϵ_{Nd} (–5.0...–7.0) указывают на вклад континентальной коры в первоначально мантийный расплав.

Сравнение изотопных отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ показывает, что из возможных источников базитового расплава для габброидов золотухинского комплекса наиболее вероятен резервуар обогащенной мантии ЕМ-I. Его происхождение связывается с субдукционными процессами и глубинной переработкой нижней континентальной коры, сложенной гранатовыми перидотитами с низкими значениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.702–0.705) и $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ с отрицательным значением ϵ_{Nd} (до –30). Действительно, характерные для габброноритов обогащенные значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}$ (0.70556–0.7059) при больших отрицательных значениях $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ от –19.35 до –20.33 обуславливают промежуточное положение фигуративных точек на диаграмме $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(0)}-\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ (рис. 1) между направлением мантийной последовательности и полем компонента нижней коры ($\epsilon_{\text{Nd}} \approx -30$). При этом на диаграмме Ce/Nb–Th/Nb (рис. 2)

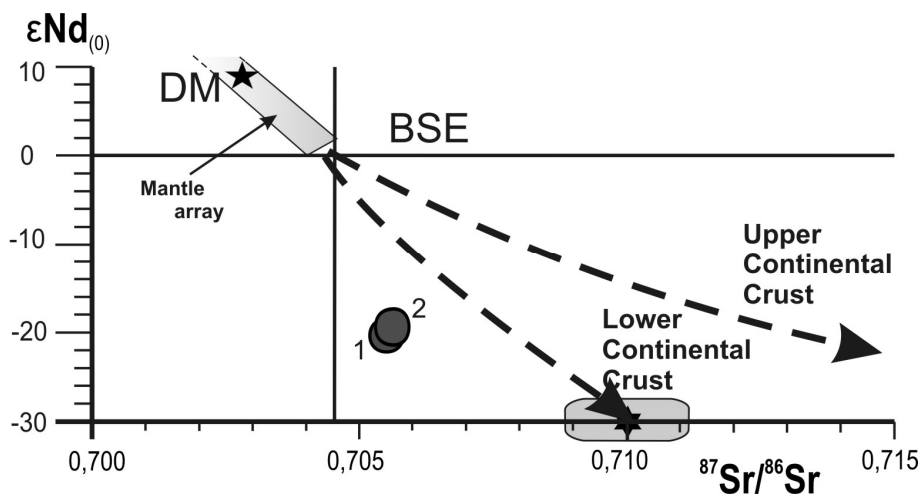


Рис. 1. Изотопная диаграмма $\epsilon Nd_{(0)} - {}^{87}Sr/{}^{86}Sr_{(0)}$ для габброноритов золотухинского комплекса [Бойко, 2013 и ссылки внутри].

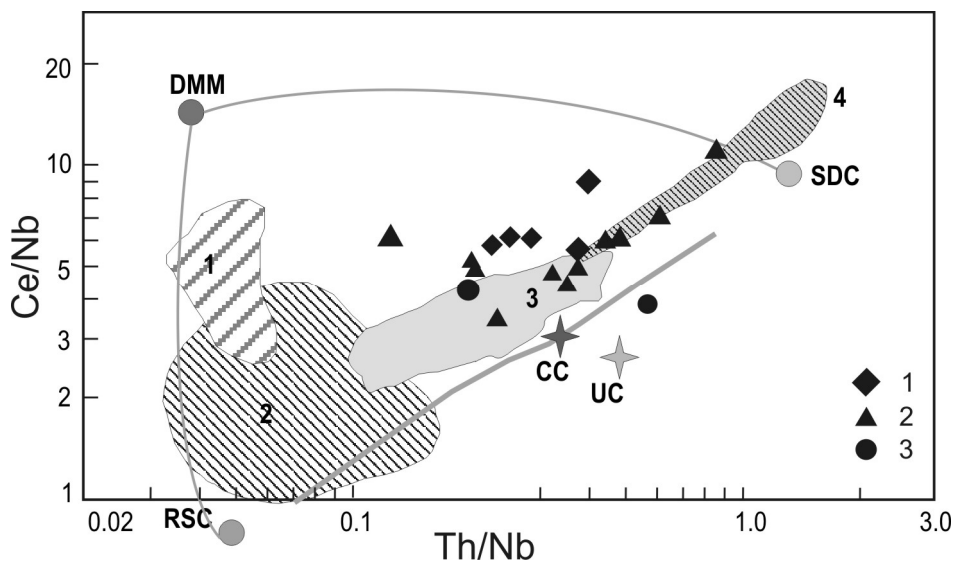


Рис. 2. Диаграмма Ce/Nb-Th/Nb для габброидов второй фазы золотухинского комплекса КМА [Бойко, 2013 и ссылки внутри].

1 – свежие средне-крупнозернистые габбронориты; 2 – амфиболизированные крупно-среднезернистые габбронориты; 3 – лейкократовые крупнозернистые габбронориты. Составы геохимических резервуаров: DMM – деплетированная мантия; RSC – реститовый компонент слэбов; SDC – мобильный компонент слэбов; CC – средний состав коры и UC – верхняя кора. Поля составов: 1 – MORB; 2 – производные Исландского плюма; 3 – Сибирские траппы; 4 – породы Марианской дуги.

большая часть составов лежит на линии смещения двух производных резервуаров: плюмового источника с участием рециклингового литосферного вещества – тугоплавкой составляющей погрузившихся в мантию слэбов (RSC) и надсубдукционного компонента (легкоподвижное вещество, мобилизуемое при дегидратации и плавлении слэба – SDC), растягиваясь между полями островных дуг и базитов Сибирских траппов.

Суммируя весь объем геологических, геохимических и изотопных данных, предполагается высокая вероятность корово-мантийного взаимодействия при формировании первичных магм в период от 3.1–3.2 ($T_{DM(2066)}$) до 2.066 млрд лет с участием мантии и нижней коры, которая возможно представляет собой рециклинговый компонент гипотетического неoarхейского палеослэба, обеспечивающего ее субдукционные геохимические характеристики. Магматическая деятельность была инициирована тектоническими процессами в тылу орогенного сооружения восточной активной континентальной окраины (АКО) палеократона Сарматия, что может быть связано с воздействием слэба, погружающегося на юго-запад (в современных координатах) в расположенной восточнее зоне субдукции андского типа [Ненахов и др., 2011].

Предполагается [Ненахов и др., 2011], что формирующая палеопротерозойскую АКО (в настоящее время – тектоническая структура Лосевской шовной зоны – ЛШЗ) зона субдукции близка по своим характеристикам к современному андскому типу, а пододвигание океанической плиты под АКО ЛШЗ было пологим со сжатием в области взаимодействия с континентальной корой. На зрелость субдукционных процессов к моменту формирования габброидов золотухинского комплекса и интенсивность закрытия океанического палеобассейна указывает близкий возраст (2097–2022 млн лет) активноокаинных и синколлизонных процессов, маркируемых в пределах ВКМ гранитоидным магматизмом [Ненахов и др., 2007; 2011; Бибикина и др., 2009 и др.].

Обогащение мантии некогерентными элементами с формированием мантийного источника типа ЕМ-I произошло либо за счет ранее сформированного гипотетического неoarхейского палеослэба, либо за счет вещества блоков нижней континентальной коры или терригенных осадков, сопряженных вследствие тектонической эрозии с погружающейся с востока океанической плитой палеопротерозойского возраста. Это обеспечивает не только специфические геохимические характеристики габброидов, но и ассоциирующие с ними проявления сульфидной медно-никелевой минерализации [Бойко др., 2011].

Предлагаемая модель формирования габброидов золотухинского комплекса позволяет рассматривать исходную палеогеодинамическую обстановку их формирования как рифтогенную, заложенную на континентальном основании орогенного сооружения восточной АКО палеократона Сарматия, в тыловой части которого господствовал режим растяжения, фиксируемый внедрением базитов с возрастом около 2070 млн лет [Альбеков и др., 2012].

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России в рамках государственного задания ВУЗам в сфере научной деятельности на 2014–2016 годы (проект № 853), а также грантов РФФИ №12-05-31297 мол_а и №13-05-97528 р_центр.

Литература

- Альбеков А. Ю., Рыборак М. В., Бойко П. С. Реперное U-Pb изотопное датирование палеопротерозойских габброидных формаций Курского блока Сарматии (Воронежский кристаллический массив) // Вестн. Воронежского ун-та. Сер. Геология. 2012. № 2. С. 84–95.
- Бибикова Е. В., Богданова С. В., Постников А. В. и др. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 3–16.
- Бойко П. С. Петрография пород второй фазы золотухинского комплекса (структурно-формационная зона КМА) // Вестн. Воронежского ун-та. Сер. Геология. 2010. № 2. С. 159–170.
- Бойко П. С. Минералого-геохимические особенности пород и признаки контаминации габброноритов второй фазы золотухинского комплекса КМА // Вестн. Воронежского ун-та. Сер. Геология. 2012. № 1. С. 67–75.
- Бойко П. С. Золотухинский комплекс КМА (геология, состав, условия формирования и перспективы рудоносности). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 2013. 24 с.
- Бойко П. С., Альбеков А. Ю. Характеристика проявлений сульфидного оруденения в породах золотухинского гипербазит-базитового комплекса КМА (Центральная Россия) // Металлогения древних и современных океанов–2011. Рудоносность осадочно-вулканогенных и гипербазитовых комплексов. Миасс: ИМин УрО РАН, 2011. С. 85–89.
- Ненахов В. М., Стрик Ю. Н., Трегуб А. И. и др. Минерагенические исследования территорий с двухъярусным строением на примере Воронежского кристаллического массива. М.: ГЕОКАРТ. ГЕОС, 2007. 284 с.
- Ненахов В. М., Бондаренко С. В. Тектоническая эволюция Лосевской шовной зоны Воронежского кристаллического массива в палеопротерозое // Геотектоника. 2011. № 4. С. 43–59.
- Холин В. М. Геология, геодинамика и металлогеническая оценка раннепротерозойских структур КМА. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Воронеж, 2001. 24 с.
- Чернышов Н. М., Бочаров В. Л., Фролов С. М. Гипербазиты КМА. Воронеж, 1981. 252 с.