



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ



ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ
им. В.С.СОБОЛЕВА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РАН

ИНГГ

ИНСТИТУТ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ
И ГЕОФИЗИКИ им. А.А. ТРОФИМУКА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РАН

N* Новосибирский
государственный
университет
*НАСТОЯЩАЯ НАУКА

НОВОСИБИРСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ



ТОМСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ



ВОСТОЧНО-КАЗАХСТАНСКИЙ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ
им. Д. СЕРИКБАЕВА



АЛТАЙСКИЙ ГЕОЛОГО-ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ
ИНСТИТУТ
МИНИСТЕРСТВА ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН

V.S. Sobolev Institute
of Geology and Mineralogy
Siberian branch of RAS

Novosibirsk State University

Technical University D. Serikbayev
East Kazakhstan

A.A. Trofimuk Institute
of Petroleum Geology and Geophysics
Siberian Branch of RAS

Tomsk State University

Altai geological-ecological Institute
Ministry of education and sciences Kazakhstan

CORRELATION OF THE ALTAIDES AND URALIDES deep structure of lithosphere, stratigraphy, magmatism, metamorphism, geodynamics and metallogeny

Materials of the 4rd International scientific conference

2–6 April, 2018
Novosibirsk, Russia



Novosibirsk
Publishing House of the Siberian Branch
of the Russian Academy of Sciences
2018

Институт геологии и минералогии
им. В. С. Соболева Сибирского отделения РАН

Новосибирский национальный исследовательский
государственный университет

Восточно-Казахстанский государственный технический
университет им. Д. Серикбаева

Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А. А. Трофимука Сибирского отделения РАН

Томский национальный исследовательский
государственный университет

Алтайский геолого-экологический институт
Министерства образования и науки Республики Казахстан

КОРРЕЛЯЦИЯ АЛТАИД И УРАЛИД глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения

Материалы Четвертой международной научной конференции

2–6 апреля 2018 г.
г. Новосибирск, Россия



Новосибирск
Издательство Сибирского отделения
Российской академии наук
2018

Correlation on the Altaids and Uralides: deep structure of lithosphere, stratigraphy, magmatism, metamorphism, geodynamics and metallogeny : Proceedings of the IV international conference. 2–6 April, 2018, Novosibirsk: V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy Siberian branch of RAS [et al.]. – Novosibirsk : Publishing House SB RAS, 2018. – 188 p.

The proceedings of International Conference are represented in the Issue. The new results of scientific researches on the correlation of the main stages (stratigraphy and geochronology), the structure, the composition of magmatic and metamorphic complexes, ore deposits of Altaids and Uralides are presented. These materials are the methodological basis for the compilation of geological and metallogenic maps, for the construction of geodynamic and predictive-metallogenic scenarios of magma- and ore- genesis for the one of the most important orogenic belts of the world – the Ural–Mongolian folded belt. The Conference is held within the research plans of IGM SB RAS, IPGG SB RAS, with the support of Government of RF (grants No. 14.Y26.31.0012; 14.Y26.31.0018), with the support of Ministry of Education and Science of RF (grant No. 5.1688.2017/4.6), with the support of RFBR (grant No. 16-05-00128).

The Issue is intended for geologists who specialize in earth sciences and also for lecturers, post-graduate students, undergraduates and students of geological and geophysical faculties of higher educational institutions.

THE CO-CHAIRMEN: Director of IGM SB RAS, Doctor of Sciences,
Nikolai N. Kruk

Director of IPGG SB RAS, Prof., Doctor of Sciences
Igor N. El'tsov

Chief research scientist of NSU, Prof., Doctor of Sciences
Alexander G. Vladimirov

Academician of Academy of Sciences of the Republic of Kazakhstan
Boris A. D'yachkov

VICE-CHAIRPERSONS:

Doctor of Sci., **Nikolai V. Sennikov** (IPGG SB RAS)
PhD of Sci., **Roman A. Shelepayev** (IGM SB RAS)

Scientific Secretary: PhD of Sci., **Irina Yu. Annikova** (IGM SB RAS).

Approved for printing

Scientific Council of the V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS
Scientific Council of the A.A. Trofimuk Institute Petroleum Geology and Geophysics SB RAS

Materials are published in the author's edition

УДК 551+553.3/4
ББК 26.3
К66

Корреляция алтаид и уралид: глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения»: Материалы Четвертой международной научной конференции. 2–6 апреля, 2018 г., Новосибирск: Институт геологии и минералогии им. С.В. Соболева СО РАН [и др.]. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2018. – 188 с.

В сборнике представлены труды конференции, в которой были рассмотрены новейшие результаты научных исследований, посвященных корреляции главных возрастных рубежей (стратиграфия и геохронология), структурных особенностей и вещественного состава магматических и метаморфических комплексов, рудных месторождений алтаид и уралид. Эти материалы являются методологической основой для составления геологических и металлогенических карт, построения геодинамических и прогнозно-металлогенических сценариев магмо- и рудогенеза одного из важнейших орогенных поясов мира – Урало-Монгольского складчатого пояса. Конференция проведена в рамках планов НИР ИГМ СО РАН, ИНГГ СО РАН, а также при финансовой поддержке правительства РФ (гранты № 14.Y26.31.0012; 14.Y26.31.0018), Программы Минобрнауки РФ (проект № 5.1688.2017/ПЧ) и РФФИ (проект № 16-05-00128).

Для геологов, которые специализируются в науках о Земле, а также – для преподавателей, аспирантов, магистрантов и студентов геолого-геофизических факультетов высших учебных заведений.

СО-ПРЕДСЕДАТЕЛИ: директор ИГМ СО РАН,
д.г.-м.н. **Крук Николай Николаевич**

директор ИНГГ СО РАН, профессор,
д.т.н. **Ельцов Игорь Николаевич**

главный научный сотрудник НГУ, профессор,
д.г.-м.н. **Владимиров Александр Геннадьевич**

Академик НАН Республики Казахстан
профессор **Дьячков Борис Александрович**

ЗАМЕСТИТЕЛИ ПРЕДСЕДАТЕЛЯ:
д.г.-м.н. **Сенников Николай Валерианович** (ИНГГ СО РАН)
к.г.-м.н. **Шелепаев Роман Аркадьевич** (ИГМ СО РАН)

Ученый секретарь к.г.-м.н. **Анникова Ирина Юрьевна** (ИГМ СО РАН)

Утверждено к печати
Ученым советом Института геологии и минералогии им. С.В. Соболева СО РАН
(протокол № 4 от 5 марта 2018 г.)
Ученым советом Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН
(протокол № 3 от 7 марта 2018 г.)

Материалы издаются в авторской редакции

ISBN 978-5-7692-1584-1

© Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева
СО РАН, 2018
© Институт нефтегазовой геологии и геофизики
им. А.А. Трофимука СО РАН, 2018

FOREWORD

Correlation of major geological events, their stratigraphic position and geochronology, as well as analysis of structural and compositional features of igneous and metamorphic complexes, ore deposits of the Altaides and Uralides are necessary to create a basis for up-to-date geological and metallogenic maps and development of exploration techniques, scenarios of magma generation and ore formation and geodynamic reconstructions of the world largest Uralian-Mongolian orogenic belt (УМОБ). This belt extends over the territories of several countries – Russia, Kazakhstan, Mongolia and China – which creates formal and informal boundaries for reconstructing the whole geodynamic history of Central Asia. The idea of joining the international community of geoscientists studying the geology and metallogeny of Central Asia has been successfully implemented since the 1990-ies. During the last 10 years the geological objectives of Central Asia have been foci of publications in top ranked international journals, for example, Russian Geology and Geophysics, Gondwana Research, Geoscience Frontiers, Journal of Asian Earth Sciences, Geodynamics & Tectonophysics. The importance of the study area is supported by the statistics published by Thomson Reuters in 2013 showing the Central Asia is a key area in geological research worldwide (Research Fronts 2013: 100 Top Ranked Specialties in the Sciences and Social Sciences report), as well as by the variety of journal papers cited by Web of Science and Scopus.

Important accomplishments in the correlation of the data from geology, stratigraphy, magmatism, metamorphism and ore-formation of the western УМОБ has been obtained in the frame of IGCP projects no. 283 «Geodynamic evolution of the Paleo-Asian Ocean» (1993–1996), 420 «Continental growth in the Phanerozoic: evidence from Central Asia» (2001–2003), and 592 «Continental construction in Central Asia» (2012–2016). During those projects the lack of regional data from the Altaids and Uralides became obvious and we launched a series of international conferences in Oskemen, Republic of Kazakhstan («The Greater Altai as a unique rare-metal, gold and polymetal province of Central Asia, 2010) and in Novosibirsk, Russia «Correlation of the Altaids and Uralids: magmatism, metamorphism, stratigraphy, geochronology and metallogeny (2012, 2014, 2016). The regular meetings in Novosibirsk gave the participants a platform for exchanging up-to-date scientific results.

The 4th International conference «Correlation of the Altaids and Uralids: deep lithosphere, stratigraphy, magmatism, metamorphism, geodynamics and metallogeny» is providing a basis to the discussion of those scientific problems, which importance is highlighted in the Conference Program and in the abstracts submitted to the Organizing Committee and published as a volume of conference materials.

N. Kruk, I. El'tsov, A. Vladimirov, B. D'yachkov

The organization of the conference including the publication of conference materials was financially supported by integrative partnership projects of IGM SB RAS and IPGG SB RAS and by the Ministry of Education and Science of the Russian Federation (projects 14.Y26.31.0018 and 5.1688.2017/ИЧ) and Russian Foundation for Basic Research (project № 16-05-00128).

ОТ РЕДКОЛЛЕГИИ

Корреляция главных возрастных рубежей (стратиграфия и геохронология), структурных особенностей и вещественного состава магматических и метаморфических комплексов, рудных месторождений алтаид и уралид – основа методологической базы составления геологических и металлогенических карт, построения геодинамических и прогнозно-металлогенических сценариев магмо- и рудогенеза одного из важнейших орогенных поясов мира – Урало-Монгольского складчатого пояса (УМОП). Этот пояс охватывает территории России, Казахстана, Монголии и Китая, что является формальным препятствием при интеграции материалов по реконструкции геодинамической эволюции Центральной Азии. Вместе с тем идея объединить усилия ведущих специалистов мира по геологии и металлогении Центральной Азии уже давно и успешно реализуется. За последние десять лет этот регион находится в фокусе публикаций ведущих международных журналов, в первую очередь, «Геология и геофизика» (Russian Geology and Geophysics), Gondwana Research, Geoscience Frontiers, Journal of Asian Earth Sciences, Geodynamics & Tectonophysics. Интерес к Центральной Азии подтверждается статистикой международного информационного агентства Thomson Reuters, показавшей еще в 2013 г., что ключевым приоритетом в области наук о Земле является «изучение формирования континентальной коры Центрально-Азиатского складчатого пояса» (Research Fronts 2013: 100 Top Ranked Specialties in the Sciences and Social Sciences report). Это подтверждается списком журнальных публикаций по Урало-Монгольскому (или Центрально-Азиатскому) орогену, входящих в цитируемые информационные ресурсы Web of Science и Scopus.

Первый успешный опыт системной корреляции данных по геологии, стратиграфии, магматизму, метаморфизму и рудогенезу западной части Урало-Монгольского складчатого пояса был получен в рамках проектов Международной геологической программы ЮНЕСКО (IGCP) № 283 «Геодинамическая эволюция Палеоазиатского океана» (1993–1996), IGCP 420 «Фанерозойский континентальный рост в Центральной Азии» (2001–2003), № 592 «Образование континентальной коры Центральной Азии» (2012–2016). В ходе их выполнения стала очевидной острая нехватка регионального фактического материала по уралидам и алтаидам, являющимся ключевыми регионами и объектами в Центральной Азии. Этот пробел был восполнен на международных совещаниях в Усть-Каменогорске, Казахстан «Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии» (2010) и в Новосибирске, Россия «Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология и металлогеническое прогнозирование» (2012, 2014, 2016). Регулярные международные совещания в Новосибирске дали участникам возможность оперативно и активно обмениваться научной информацией и достижениями.

Четвертая международная научная конференция «Корреляция алтаид и уралид: глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения», 3–6 апреля, 2018, Новосибирск, подтвердила актуальность поставленных задач, что нашло отражение в материалах представленного сборника тезисов и докладов.

Н.Н. Крук, И.Н. Ельцов, А.Г. Владимиров, Б.А. Дьячков

Финансовая поддержка конференции и публикация представленных материалов осуществлялась в рамках планов научно-исследовательских работ ИГМ СО РАН, ИНГГ СО РАН а также при финансовой поддержке Минобрнауки РФ (проекты № 14.Y26.31.00185.1688.2017/ПЧ) и РФФИ (проект № 16-05-00128).

ОСНОВНЫЕ ТЕМЫ СОВЕЩАНИЯ:

1. ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЛИТОСФЕРЫ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА И НОВЫЕ ПОДХОДЫ К ЕГО ИЗУЧЕНИЮ.
2. СТРАТИГРАФИЯ И СОБЫТИЙНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ УРАЛИД, КАЗАХСТАНИД И АЛТАИД.
3. МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И ДЕФОРМАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ В ХОДЕ ЭВОЛЮЦИИ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА.
4. МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И ДЕФОРМАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ В ХОДЕ ЭВОЛЮЦИИ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА.
5. МЕТАЛЛОГЕНИЯ РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ, РАЙОНОВ И УЗЛОВ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА.

MAIN TOPICS OF THE CONFERENCE:

1. THE DEEP STRUCTURE OF LITHOSPHERE OF URAL–MONGOLIAN FOLDED BELT AND THE NEW APPROACHES TO ITS STUDY.
2. STRATIGRAPHY AND EVENT CORRELATION OF URALIDES, KAZAKHSTANIDES AND ALTAIDS.
3. MAGMATISM, METAMORPHISM AND DEFORMATIONS OF LITHOSPHERE DURING EVOLUTION OF URAL–MONGOLIAN FOLDED BELT.
4. TECTONICS AND GEODYNAMICS OF URAL–MONGOLIAN FOLDED BELT: ROLE OF THE PLUME-RELATED AND PLATE-TECTONIC - RELATED FACTORS
5. METALLOGENY OF THE ORE PROVINCES, ORE DISTRICTS AND ORE CLUSTERS OF URAL–MONGOLIAN FOLDED BELT

РУДОНОСНОСТЬ ЧАРСКО-ГОРНОСТАЕВСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Амралинова Б.Б., Айтбаева С.С., Акылбаева А.А., Матайбаева И.Е.

*Восточно-Казахстанский государственный технический университет
им. Д. Серикбаева, г. Усть-Каменогорск, Республика Казахстан
Bakytzhan_80@mail.ru*

Чарско-Горностаевский офиолитовый пояс оформился в стадию герцинской коллизии и представляет собой сложный ансамбль олистостромовых блоков, пластин и чешуй, спаянных серпентинитовым меланжем. Это крупная тектоническая структура (сутурный шов) дугообразной формы, региональной или планетарной ранговости, четко фиксируемый Горностаевским и Чарским надвигами.

Пояс прослеживается в длину более чем на 500 км от Кулундинской впадины (на северо-западе) до оз. Зайсан (на юго-востоке) и далее продолжается в Китай. На северо-западном фланге (южнее г. Семипалатинска) устанавливается сбросо-сдвиговое смещение пояса по Знаменскому субширотному глубинному разлому с амплитудой 25–30 км (левый сдвиг) и разделение его здесь на две ветви – Горностаевскую (меридиональную) и Чарскую (северо-западную).

В изучение гипербазитов Горностаевской ветви большой вклад внесли Н.В. Суспицын, (1965), Ю.П. Попович (1968 г.), которые здесь выделили антигоритовые, хризотил-антигоритовые, серпофит-хризотил-антигоритовые и другие разности апогарцбургитовых серпентинитов. В расслоенных телах гипербазитов и базитов проявлено первичное медно-никелевое оруденение, а в мезозое по ним образовались коры выветривания площадного, трещинно-линейного и контактово-карстового типов [1].

Чарская ветвь объединяет линзовидные и дайкообразные тела серпентинизированных гипербазитов, лиственитов, бирбиритов и габброидов. Площадь отдельных массивов достигает первые км². Наиболее крупный раздвиг гипербазитов отмечается в полосе ст. Шар-пос. Перятинка и контролируется Белогорским широтным разломом. Именно здесь образовались наиболее значительные в регионе никель-кобальтовые коры выветривания (мелкие месторождения Белогорское, Северное, Букорское и рудопроявления).

Среди гипербазитов, по данным А. Г. Гокоева, И. К. Синдина, А.Я. Ипатовая, выделяются дуниты, пироксениты, гарцбургиты и лерцолиты, которые в результате метаморфизма превращены в серпентинитовые породы (талк-карбонат-серпентинитовые и хризотил-антигоритовые). Лиственитизированные их разности обогащены Ni (0.24 %), Co (0.072 %), характеризуются повышенными содержаниями Cr, Cu, Zn, Mn, As и сопровождаются месторождениями хромитов, хризотил-асбеста и гидросиликатного никеля.

В составе серпентинитового меланжа различаются блоки и линзы различных размеров, сложенные преимущественно амфиболитами, кристаллическими сланцами и другими породами. В их изучение большой вклад внесли Н.Л. Добрецов, Е.А. Флеров, Е.Д. Василевская, А.П. Казак, И.А. Ротараш, Н.В. Полянский, П.В. Ермолов и другие исследователи [2]. Большое внимание уделялось изучению состава и возраста пород полимиктового меланжа, в котором фиксируются обломки глубокометаморфизованных пород (эклогиты, амфиболиты, глаукофановые сланцы) и менее измененные породы (порфириты, песчаники, известняки и др.) Первичные метаморфические породы позднее подвергались диафорезу с образованием гранатовых амфиболитов и различных сланцев. По данным предыдущих исследователей, исходные породы докембрийского фундамента соответствовали, очевидно, трем формациям: гипербазитовой, базальт-голеитовой и морской пелитовой [3].

Докембрийский цикл характеризуется проявлением первичного оруденения (Cr, Ni, Co, Cu), представленного мелкими месторождениями и рудопроявлениями (Андреевское, Суук-Булак и др.). Они фиксируются будинированными блоками и линзами хромитов (размером до 8 × 4 × 5 м) и вкрапленными рудами, развитыми в серпентинитовом меланже. На рудных объектах преобладают низкосортные руды ($Cr_2O_3 < 40\%$), которые еще слабо изучены.

Каледонский цикл. В Чарской зоне каледонские образования, как отмечалось выше, фиксируются в виде фрагментов, блоков и покровных пластин в протрузивном серпентинитовом меланже. Известны возрастные датировки рифовых известняков от ордовика до позднего виле и метаморфических пород ордовик-ранний силур [4, 5]. Предыдущими исследователями здесь выделяются три фациальные зоны: 1) разноглубинное ложе и вулканические дуги, сложенные спилит-диабазовой кремнисто-яшмовой толщей – среднего ордовика (беркутинская и каракойтаская свиты), 2) депрессионные участки окраинных морей, представленные кремнисто-яшмовыми и

известковыми отложениями (от силура до визе включительно) и 3) подводные вулканические поднятия, барьерные рифы и органогенные группы пород находятся в автохтонном залегании [6]. В связи с перекрытостью каледонского этажа герцинскими структурами, рудные объекты здесь пока не обнаружены.

Герцинский цикл. Большая часть образований раннегерцинской стадии представлена отложениями параавтохтонной базальт-андезитовой, известково-алевролитовой формации (аркалыкская свита $C_{1v_{2-3}}$). После перерывов и размывов они были перекрыты молассовой граувакковой олистостромовой (аганактинская C_1s), а в среднюю стадию - лимнической формацией (C_2 или C_{2-3}). С саурской фазой складчатости связывается внедрение небольших интрузий габбродиорит-гранодиоритовой формации (никлаевский комплекс C_1). Позднее образовались малые интрузии и дайки габбродиорито-диабазовой формации (аргимбайский комплекс C_{2-3}), синхронные наземной базальт-андезитовой формации (даубайская свита). В конце средней стадии локализовалась вулканоплутоническая риолит-гранодиоритовая ассоциация (салдырминский комплекс C_3) [7].

Оруденение герцинского цикла характеризуется золото-лиственитовой формацией, представленной мелкими месторождениями и рудопроявлениями золото-киноварной минерализации. Пространственно они контролируются разрывными нарушениями и фиксируются в зонах брекчирования серпентинитов и порфириров, превращенных в листвениты и метасоматические кварциты (бирбириты). По формационной принадлежности известные объекты (Кызыл-Чар, Веро-Чар и др.) относятся к золото-ртутной кварц-карбонатной формации [8]. Рудообразующей представляется гипербазитовая формация (PR?), подверженная метаморфогенно-гидротермальным преобразованиям в стадию герцинской коллизии с наложением оруденения на листвениты, бирбириты, кварциты и порфириды ($C_{1v_{2-3}}$). К рудным минералам относятся киноварь, пирит, гематит, антимонит, золото, нерудные - кварц и карбонат. Учитывая структурно-морфологические и общегеологические генетические критерии ртутной минерализации по В.И. Васильеву (2004) и пространственную приуроченность золото-ртутных объектов преимущественно к аркалыкской свите ($C_{1v_{2-3}}$) и серпентинизированным гипербазитам, можно предположить, что образование их происходило в коллизионной геодинамической обстановке (C_1 - C_3).

Киммерийский цикл. Раннекиммерийский этап характеризуется проявлением плюмтектоники в виде вспышки локального щелочного магматизма (трахибазальт-трахириолитовая вулканоплутоническая формация, район Семейтау), а в позднекиммерийское в условиях континентального рифтогенеза образовались месторождения кор выветривания Ni-Co, Ti-Zr, Au (Белогорское, Караоткель, Жанан и др.) [9].

Кобальт-никелевая формация коры выветривания серпентинитов проявлена в Чарско-Горностаевском поясе гипербазитов. В Чарской ветви главный тип (Белогорский) объединяет преимущественно трещинно-линейные коры выветривания серпентинитов, лиственитов нонтронитового типа, мезозойского возраста. Они содержат основные запасы Co-Ni руд с содержанием NiO 0.5–6.7 % и Co до 0.2 %. **Объекты мелкие, имеют потенциальные перспективы на легированные руды (Co, Ni, Fe), огнеупоры, удобрения и естественные краски [10].**

Литература

1. Тажибаева П.Т., Пономарев Д.В. Кора выветривания ультраосновных пород Казахстана и полезные ископаемые. Алма-Ата: Наука, 1980. 203 с.
2. Киселев А.Л. Золотоносные коры выветривания Казахстана. Алматы, 2000. 113 с.
3. Закономерности формирования, металлогения, прогнозно-поисковые критерии оценки перспектив Зайсанской сутурной зоны (Восточный Казахстан): отчет о НИР (заключительный) / рук. Дьячков Б.А.; испол. Кузьмина О.Н., Амралинова Б.Б. Усть-Каменогорск, 2015. 274 с.
4. Дьячков Б.А., Кузьмина О.Н., Амралинова Б.Б. и др. Никеленосные коры выветривания Чарско-Горностаевского офиолитового пояса Восточного Казахстана. // Материалы XV Междунар. совещ. по геологии россыпей и месторождений кор выветривания. Пермь, 2015. С. 59–60.
5. Большой Алтай (геология и металлогения) // Геологическое строение. Алматы: Ғылым, 1998. Кн. 1. 304 с.
6. Большой Алтай (геология и металлогения) // Металлогения. Алматы: РИО ВАК РК, 2000. Кн. 2. 400 с.
7. Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии. - Алма – Ата, 1998.- 407 с.
8. Dyachkov V.A., Kuzmina O.N., Zimanovskaya N.A., Amralinova B.B. Ni – weathering crust of East Kazakhstan // Materials of International Scientific and Practical Conference “Green economy is the future of humanity”.- Ust-Kamenogorsk, 2014. Pt. V. P. 1331–1343.
9. Офиолиты (Итмурунды-Казылская и Чарская зоны). Алма-Ата: Наука, 1981. 180 с.
10. Dyachkov V, Amralinova B et al. Laws of Formation and Criteria for Predicting Nickel Content In Weathering Crusts of East Kazakhstan // Journal of the Geological Society of India. 2017. V. 89, N 5. P. 605–609.

ВОЗРАСТ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ И ОРУДЕНЕНИЯ (U-Pb SHRIMP II, Re-Os) АКСУГСКОГО Cu-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА: МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ

Берзина А.Н., Берзина А.П., Гимон В.О.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

В Хамсаринской зоне Тувинского венд-кембрийского вулканического пояса расположены крупное Cu-порфировое месторождение Аксуг и ряд однотипных рудопоявлений, возраст которых традиционно принимается как девонский. Ввиду труднодоступности района многие вопросы его строения и рудогенеза изучены недостаточно. Среди них наиболее дискуссионная проблема – возраст оруденения и рудоносного магматизма. В развитии рудно-магматической системы Аксуг выделяются два этапа. На первом произошло становление гранитоидного плутона, на втором – рудоносных малых интрузий, близких по петрогеохимическим характеристикам к магматитам плутона. В развитии рудоносных малых интрузий выделяются два эпизода внедрения даек (тоналит-порфиры I и II). В районе месторождения широко распространены пострудные лейкограниты, а в прилегающем районе – гранитоиды таннуольского комплекса.

По геологическим данным возраст месторождения интерпретируется в широком временном интервале: от ордовик-силурийского до девонского включительно. При этом большинство исследователей придерживается точки зрения о его девонском возрасте. В связи с неопределенностью в решении вопроса о возрасте месторождения нами были предприняты изотопно-геохронологические исследования, в результате которых установлено, что возраст месторождения значительно древнее. По **Re-Os изотопным определениям** (метод ID-NTIMS, Университет Колорадо, США) получены датировки 518 ± 2 млн лет, 516 ± 2 и 511 ± 2 млн лет для молибденита, ассоциирующего с тоналит-порфирами I и тоналит-порфирами II соответственно [1]. Re-Os датировки ранней генерации молибденита совпадают с Re-Os изотопными оценками (517.3 ± 3 , 517.3 ± 3 млн лет) по молибдениту Аксуга, полученными позднее P.J. Pollard с соавторами (ID-NTIMS, Университет штата Аризона, США) [2].

Согласно U-Pb изотопному датированию (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ), рассчитанный конкордантный возраст циркона гранитоидов плутона (504 ± 5 млн лет) соответствует среднему кембрию, рудоносных порфиров (500 ± 6 , 499 ± 6 млн лет) – рубежу среднего и позднего кембрия. В связи с тем, что в цирконах магматического происхождения месторождения Аксуг отмечаются структуры, свидетельствующие о вторичных преобразованиях, предполагается, что омоложение рассчитанного конкордантного возраста цирконов относительно **Re-Os датировок могло быть вызвано воздействием поздних термофлюидных процессов на U-Pb изотопную систему**. Эти процессы предположительно связаны с внедрением в пределах месторождения пострудных лейкогранитов (500 ± 4 млн лет) и гранитоидов таннуольского комплекса вблизи месторождения. Близкие **U-Pb датировки (507 ± 2 – 490 ± 4 млн лет) были получены по циркону порфировых интрузий Cu-Мо-порфирового месторождения Кызык-Чадр в Центральной Туве [3].**

Вблизи месторождения Аксуг расположен ряд рудопоявлений (Биче-Кадыр-Осское, Верхнее-Даштыгойское, Кадыр-Ойское, Улуг-Кадыр-Осское, Даштыгское и др.) с аналогичной минерализацией, по ряду признаков объединяемых в Аксугский рудный узел. В Тувинском венд-кембрийском вулканическом по-

Венд-кембрийский вулканический пояс Тувы и Озерной зоны Западной Монголии (по: [5, 6]), и положение в нем Аксугского Cu-порфирового рудного узла, **Cu-Мо-порфирового месторождения Кызык-Чадр**, рудной минерализации (район массива Дарби) и даек гранитоидов (район Ирбитейского массива).



ясе к югу от Хамсаринской зоны (см. рисунок), в Таннуольской зоне выделены дайки гранитоидов вблизи Ирбитейского габброидного массива, аналогичные по петрогеохимическим характеристикам и возрасту (518 ± 2 млн лет, U-Pb метод) рудообразующему гранитоидному магматизму месторождения Аксуг [4]. Далее на юг, в Озерной зоне (Западная Монголия) в районе гранитоидного массива Дарби (524 ± 10 млн лет, U-Pb метод [5]) установлена медная минерализация. Она представлена серицит-кварцевыми жилами с халькопиритом, борнитом и повышенным содержанием **Мо и Ау и, по данным геохронологических исследований серицита, имеет** возраст 518 ± 5 млн лет ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод [5]), синхронный с возрастом оруденения Аксугского рудного узла.

В связи с новыми изотопными датировками по месторождениям Аксуг и Кызык-Чадр встает вопрос о переоценке роли кембрийского и девонского магматизма в формировании Cu-Мо-пофирового оруденения в Алтае-Саянской орогенной области, что представляется важным для эффективного проведения поисково-разведочных работ.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00921).

Литература

1. Berzina A.N., Stein H.J., Zimmerman A., Sotnikov V.I. Re-Os ages of molybdenite from porphyry and greisen Mo-W deposits of southern Siberia (Russia) preserve metallogenic record // Mineral Exploration and Sustainable Development / Eds. D. Eliopoulos et al. Rotterdam: Millpress. 2003. V. 1. P. 231–234.
2. Pollard P.J., Pelenkova E., Mathur R. Paragenesis and Re-Os molybdenite age of Cambrian Ak-Sug porphyry Cu-Au-Mo deposit, Tuva Republic, Russian Federation // Economic Geology. 2017. V. 112 (4). P. 1021–1028.
3. Гусев Н.И., Берзон Е.И., Семенов М.И. Кызыкчадрское меднопорфировое месторождение (Тува): геохимические особенности и возраст магматизма // Региональная геология и металлогения. 2014. Т. 59. С. 70–79.
4. Монгуш А.А., Лебедев В.И., Ковач В.П., Сальникова Е.Б., Дружкова Е.К., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В., Загорная Н.Ю., Травин А.В., Серов П.А. Тектоно-магматическая эволюция структурно-вещественных комплексов Таннуольской зоны Тувы в позднем венд – раннем кембрии (на основе геохимических, Nd изотопных и геохронологических данных) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52 (5). С. 649–665.
5. Руднев С.Н., Изох А.Э., Борисенко А.С., Гаськов И.В. Гранитоидный магматизм и металлогения Озерной зоны Западной Монголии (на примере Бумбатхаирханского ареала) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57 (2). С. 265–286.
6. Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. 300 с.

КАЛГУТИНСКАЯ ЗОЛОТОНОСНАЯ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКАЯ АССОЦИАЦИЯ НА ЮЖНОМ АЛТАЕ

Бисатова А.Е.^{1, 2}, Дьячков Б.А.^{2, 3}, Айтбаева С.С.², Соляник В.П.¹, Оразбекова Г.Б.²

¹ТОО «ГРК «Топаз», г. Усть-Каменогорск, Республика Казахстан

²Восточно-Казахстанский государственный технический университет,
им. Д. Серикбаева, г. Усть-Каменогорск, Республика Казахстан

³ТОО «Алтайский геолого-экологический институт, г. Усть-Каменогорск, Республика Казахстан
bisatova.ainelya@mail.ru

По геотектонической позиции Южный Алтай охватывает юго-восточные фланги тектонических структур Большого Алтая (Рудный Алтай, Иртышская зона смятия, Калба-Нарымская и Западно-Калбинская зоны), входящих в систему Центрально-Азиатского подвижного пояса. Границами территории на севере и северо-востоке являются Чингиз-Нарымский широтный разлом и каледонские структуры Горного Алтая, на западе и юго-востоке – обрамление оз. Зайсан, Бухтарминского водохранилища и китайская граница.

В соответствии с геодинамической моделью общая геоструктура БА сформировалась в герцинский цикл в результате коллизии Казахской и Сибирской литосферных плит, область сочленения которых фиксируется Зайсанской сутурной зоной и Чарско-Горностаевским офиолитовым поясом (сутурным швом) [1, 2]. Формирование Зайсанской сутуры сопровождалось внедрением приразломных малых интрузий гранодиорит-плагиигранитной серии (кунушский комплекс C_3), образовавших протяженные интрузивно-дайки пояса северо-западного направления в Западной Калбе, Калба-Нарымской зоне и на Южном Алтае, датированный позднекаменноугольный возраст которых надежно установлен по геологическим и радиологическим данным. С породами кунушского комплекса определена тесная пространственная и возрастная связь золотоносных структур и месторождений различных геолого-генетических типов, объединяемых в крупный Восточно-Казахстанский золоторудный пояс диагонального направления, который на юго-восточном фланге пересекается гранитами Нарымского массива и далее продолжается на Южном Алтае и в Китае [2].

Анализ материалов прошлых лет (А.Х. Кагарманов, Р.К. Григайтис, 1957 г.; Э.Г. Конников, Ю.Р. Ширинов, 1964 г.; В.В. Лопатников, Б.А. Дьячков, М.А. Сейидов, 1966-1967 гг.; Е.С. Шуликов, 1971 г.) и новые результаты геолого-съемочных работ ГДП-200 (В.П. Соляник, Г.С. Караваева и др., 2016 г.) выявляют тесные пространственно-генетические связи интрузивных пород кунушского комплекса и вулканогенных образований калгутинской свиты (C_3), развитых в Актюбинской и Калгутинской мульдах. Ранее эта группа верхнепалеозойских пород рассматривалась в ранге единой вулканоплутонической формации [3].

Разрез калгутинской свиты наиболее полно представлен в Актюбинской мульде (размером 10×12 км), характеризуется эффузивно-пирокластическими образованиями (лавы, лавобрекчии, туфы дацитового и риолитового состава) общей мощностью 2400 м, залегающими несогласно на отложениях майтубинской свиты (C_2). Калгутинская мульда, образующая крупный останец среди гранитов калбинского комплекса (размером 10×18 км), представлена только нижней частью калгутинской свиты преимущественно дацитового состава (мощностью около 300 м) (см. рисунок).

Субвулканические интрузии образуют силлы, штоки, дайки и неправильные трещинные тела дацитовых порфиров, плагипорфиров, кварцевых порфиров и альбитофиров, которые близки по составу к покровам эффузивов и в ряде случаев имеют с ними постепенные переходы. В центральных частях субвулканических тел отмечаются более раскристаллизованные тонкозернистые разновидности гранитов и гранодиоритов. По петрохимическим особенностям субвулканические породы характеризуются умеренной щелочностью, близки к семейству трахидацитов калиево-натриевой серии, весьма высокоглиноземистые. Акцессорные минералы в них (г/т): гранат (1142), апатит (228), ильменит (226), циркон (23). В их измененных разновидностях проявлены процессы альбитизации и окварцевания, развиты небольшие кварцевые жилы и прожилки (длиной до 3–5 м и мощностью 0,05–0,2 м, содержащие Au до 3–5 г/т и повышенные значения Pb, Zn, As, в меньшей степени – Sb, W, Sn, Cu).

Характерная особенность Калгутинской мульды заключается в том, что на ее обрамлении фиксируется рой порфировых даек и отдельные массивы гранодиоритов и плагиигранитов типично кунушского комплекса, образующих протяженные пояса северо-западного направления (Прииртышский, Теректинский и другие). К югу от мульды прослеживается крупная дайка гранодиорит-порфиров меридионального простирания, которая срезается калбинскими гранитами Кемиркаинского массива (см. рисунок). В этом районе на основа-

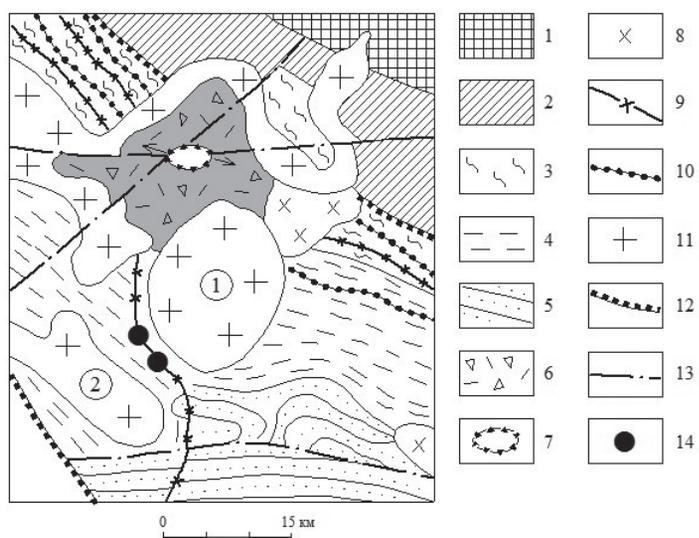


Схема геологического строения района Калгутинской мульды (использованы материалы геологической карты масштаба 1:500 000 листа М-45-В):

1 – метаморфические породы PR_1 (?), 2 – известкисто-терригенная (D_1e-D_{2ef}), 3 – углеродисто-известкисто-терригенная (D_2gv), 4 – углеродисто-песчаниково-аргиллитовая аспидная (D_3), 5 – флишoidная ($C_{1v,2,3}$) и 6 – риолит-дацитовая наземная (C_3) формации, 7 – вулканический центр, 8–10 – гипабиссальная гранодиорит-плаггиогранитная C_3 (8 – интрузии, 9 – дайки гранодиорит-порфиров и 10 – плаггиогранит-порфиров кунушского комплекса), 11 – гранитовая (P_1), 12 – глубинные разломы, ограничивающие Калба-Нарымскую зону, 13 – разломы внутриплитной активизации, 14 – золоторудные проявления. Цифры в кружках – названия массивов (1 – Кемиркаинский, 2 – Буккомбайский).

нии геологических соотношений выделяют три генерации даек кунушского комплекса:

1) гранодиорит-порфиры, 2) плаггиогранит-порфиры и 3) кварцевые порфиры и кварцевые альбитофиры при сквозном развитии кварцевых жил.

Рассматриваемые образования калгутинской свиты и кунушского комплекса сближаются также по возрастной позиции. Субвулканические интрузии и дайки срезаются и ороговиковываются гранитами I фазы калбинского комплекса. Результаты абсолютного возраста прошлых лет по **К/Аг методу**: ортофиры Актюбинской мульды – 302 ± 5 Ма (Р.К. Григайтис, 1960 г.), роговообманково-биотитовые гранодиориты и дайки гранодиорит-порфиров Нижне-Курчумского массива соответственно 304 и 292 Ма (Центральная лаборатория ВКГУ), что согласуется с новыми радиологическими данными о позднекаменноугольном возрасте плаггиогранитов кунушского комплекса Калбы – 306,7 и 299 Ма [4]. В металлогеническом плане выявляется не только повышенная золотоносность кунушского комплекса, но и калгутинских субвулканических порфиров, что имеет поисковое значение.

Таким образом, Калгутинская мульда и ее обрамление – это интересный геологический полигон Восточного Казахстана, в котором проявлена вулканоплутоническая ассоциация пород дацит-риолитового и гранодиорит-плаггиогранитного состава, сформированная в позднекаменноугольной геодинамической обстановке до внедрения гранитоидов Калба-Нарымского плутона пермского возраста и заслуживающая более детального изучения в научном и прикладном значении.

Литература

1. Щерба Г.Н., Беспаяв Х.А., Дьячков Б.А. и др. Большой Алтай (геология и металлогения). Кн.2. Металлогения. Алматы: РИО ВАК РК, 2000. 400 с.
2. Дьячков Б.А., Кузьмина О.Н., Зимановская Н.А., Мизерная М.А., Черненко З.И., Амралинова Б.Б. Типы золоторудных месторождений Восточного Казахстана. Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2015. 204 с.
3. Конников Э.Г., Лопатников В.В., Дьячков Б.А. Верхнепалеозойская вулканоплутоническая формация Южного Алтая и связь с ней золотого оруденения//Геология и геохимия месторождений благородных металлов Казахстана. Алма-Ата, 1969. С. 54–57.
4. Кубийда М.Л., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Полянский Н.В., Николаева И.В. **U-Pb-изотопный возраст, состав и источники плаггиогранитов Калбинского хребта (Восточный Казахстан)**// Докл. РАН. 2009. Т. 424, № 1. С.84–88.

РОЛЬ ПЛЮМ- И ПЛЕЙТТЕКТОНИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В ГЕОДИНАМИКЕ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Бочкарев В.С.

*Сибирский научно-аналитический центр (НАО СибНАЦ), г. Тюмень
sibnac@sibsac.ru*

Экстраординарные особенности Урало-Монгольского орогенного пояса проявились после его консолидации. Маркерами этих феноменов были аркогенез, затем в период от 180 до 20 млн лет имели место тектоно-гидротермальные активизации с аномально высоким содержанием урана в цирконах. С помощью сейсморазведки ОГТ выявлены молодые конусы – геосолитоны. Признаки плейт-тектоники не обнаружены.

В истории геологического развития Земли решающее значение имеют орогенно-складчатые сооружения фанерозойского возраста, из числа которых Урало-Монгольский пояс представляет собой ключевой маркер, так как после его консолидации были соединены Русский и Сибирский кратоны и образован материк Евразия. Большая часть Урало-Монгольского орогенного пояса погребена в пределах Западно-Сибирской равнины под чехлом мезозойско-кайнозойских отложений в виде уралид, консолидировавшихся в суракайскую фазу складчатости [1], т. е. в эпоху 245–250 млн лет [2; 3].

Фундамент Западно-Сибирской геосинеклизы вскрыт более чем 6000 глубоких скважин, изучение которых палеонтологическими, изотопно-геохронологическими и физико-геохимическими методами позволило создать карту структурно-фациального районирования. Более того, сверхглубокие скважины СГ-6 Тюменская, СГ-7 Ен-Яхинская и параметрическая 130 Гыданская дали информационную основу по преобразованию пенепплена Урало-Монгольского пояса в триас-юрское и мел-палеогеновое время, отобразив с помощью сейсморазведочных работ плюм-тектонические и геосолитонные феномены.

Полученные обширные фактографические материалы дают основание считать, что Урало-Монгольский пояс в течение всего палеозоя, но до конца визейского века представлял собой океан в палеогеографическом смысле, то есть территория имела вид глубоких морских желобов, карбонатных платформ, островных дуг трех типов и неглубоких прогибов. Все СФЗ имеют естественно продолжение в Алтаиды, Казахстаниды и наращивают СФЗ Урала, образуя тектонические Уралиды шириной в 600 км. Офиолитовые формации имеют ячеистое распространение. Серпентиниты, местами вмещающие пироксениты с возрастом, по Sm-Nd системе в 1375 млн лет (Шугурская скв. 1) рассматриваются нами по целому ряду признаков в качестве протрузий мантийного материала и многоактной геодинамики, то есть они не являются показателем океанической литосферы, которая могла бы быть предшественницей геосинклинального режима, как считал А.В. Пейве.

Кроме того, в фундаменте всей Западно-Сибирской геосинеклизы выделены блоки тиманид с возрастом консолидации в 500 млн лет и байкалитид – 625 млн лет, а в пределах уралид развиты метаморфиты с U-Pb возрастом от 2715 до 500 млн лет [4]. Все это доказывает, что Урало-Монгольский пояс является образованием эпикратонным, а не эпикоеаническим, как считали А.В. Пейве и другие исследователи.

Примечательной особенностью уралид является широкое распространение орогенных гранитов и, особенно, риолитов с абсолютным возрастом от 265 до 245 млн лет, вскрытых скважинами от Тарко-Сале (скв. 720 Комсомольская) до Тургайского прогиба включительно (варгашинская серия). Здесь по результатам исследований 2018 г. установлено, что наиболее молодые риолиты имеют возраст 245,7 млн лет.

В то же время реальное тяготение пермотриасовых траппов в Западной Сибири и на соседних кратонах – Тимано-Печорской плите и Сибирской платформе, а так же в Кузнецовском бассейне к окраинам Урало-Монгольского пояса, возраст траппов 250 ± 2 млн лет, совпадающий с главной орогенцией в поясе и кратковременность «жизни» траппов – позволяет считать траппы производными индукционного тектогенеза. Коэффициент изотопов гелия в базальтах по скважинам СГ-6 и СГ-7 из Уренгойского района равен $1,6 \cdot 10^{-7}$, а не $4 \cdot 10^{-5}$, как характерно для плюмов, что в совокупности с преобладанием низкокалийевых разностей в базальтах красноселькупской серии доказывает, что плюмы здесь не причём (см. таблицу).

Другое дело участки тектоно-гидрогеологических активизаций, которым сопутствуют урановые аномалии. Эти аномальные участки развиты в области преимущественной нефтегазоносности. Здесь же встречаются геосолитоны, выявленные сейсморазведкой. Очевидно, что «дыхание» недр влияло на формирование нефтяных месторождений [5].

Преобразование эпиуралийского пенепплена Урало-Монгольского орогенного пояса в Западно-Сибирскую геосинеклизу, начавшееся уже в среднетриасовую эпоху (по скв. 130 Гыданской, пробуренной в

Средний химический состав пермо-триасовых базальтов Западной Сибири, %

Оксиды	Красноселькупская серия					
	Аймальская свита	Коротчаевская свита	Низкальцевые	Высококальцевые	Седаяхская свита	
					субщелочные породы	базальт
	СГ-6	СГ-6	СГ-7	СГ-7	Уренгойская 414	Уренгойская 414
n = 16	n = 34	n = 11	n = 10	n = 37	n = 3	
SiO ₂	47,32	44,86	51,05	49,84	53,55	49,92
TiO ₂	2,20	2,27	0,90	1,37	0,95	0,97
Al ₂ O ₃	16,46	16,99	14,29	14,88	16,17	14,72
Fe ₂ O ₃	7,33	9,91	3,56	2,75	2,60	5,20
FeO	8,07	6,20	7,43	9,02	4,64	3,18
MnO	0,20	0,19	0,171	0,15	0,146	0,155
MgO	3,67	4,72	4,19	4,56	5,24	6,69
CaO	4,75	4,91	8,64	6,87	4,91	9,44
Na ₂ O	1,25	1,46	2,23	2,24	4,74	2,214
K ₂ O	1,90	1,35	0,10	2,04	1,97	1,03
P ₂ O ₅	0,33	0,40	0,16	0,20	0,36	0,31
Ппп	6,42	6,34	6,30	5,95	4,42	5,93
Сумма	99,90	99,60	99,92	99,90	99,72	99,77

2017 г., кровля тампейской серии отбивается нами на глубине 5576 м, при забое 6126 м), при коэффициенте изотопов гелия в чехле по скважинам СГ-6 и СГ-7 равному $6 \cdot 10^{-7}$, что явно свидетельствует об импульсном разогреве фундамента. Признаков перемещения кратонов даже по краям Сибирской платформы не обнаружено.

Литература

1. Яншин А.Л. О распространении триасовых отложений на Урале и возрасте уральских надвигов // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1936. № 4. С. 511–538.
2. Бочкарев В.С. Учение об Уралидах // Горные ведомости. 2015. № 11 (138). С. 6–21.
3. Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Краснобаев А.А., Дунаев В.А. Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. Второго уральского петрограф. совещ. Т. 1. Свердловск, 1969. С. 173–204.
4. Бочкарев В.С. О фундаментальных проблемах геологии Западно-Сибирской геосинеклизы // Горные ведомости 2017. № 3(151). С. 6– 24.
5. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Курчиков А.Р. Новые аспекты нефтеобразования и геодинамики в свете изотопно-геохимических исследований цирконов на примере Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции // Горные ведомости. 2010. № 6 (73). С. 30–42.

МАГМАТИЗМ И ДЕФОРМАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ В ЭВОЛЮЦИИ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА, ВКЛЮЧАЯ ФУНДАМЕНТ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Нестеров И.И.

Сибирский научно-аналитический центр (НАО СибНАЦ), г. Тюмень
sibnac@sibsac.ru

Магматизм проявился с позднего ордовика и местами сочетался с кремнисто-яшмовыми толщами. В среднем палеозое преобладал островодужный. Начиная с конца визейского века и до рубежа в 245,7 млн лет формировались существенно калиевые граниты и риолиты. Регрессия моря и складчатость распространились в регионе от центральных частей к окраинам, завершившись в ранне-среднетриасовое время.

Урало-Монгольский орогенный пояс, включая уральды фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы, заложились в ордовике на континентальной коре, созданной в ходе орогении тиманской и байкальской эпох складчатости. На севере он граничит со структурами Арктического пояса, консолидировавшегося 245 млн лет назад; на юге – с Центрально-Азиатским поясом, сочленение с которым проходит в пределах Туранской геосинеклизы (хр. Султан-Уиздаг и другие элементы).

В пределах Западно-Сибирской геосинеклизы выявлены фрагменты докембрийской континентальной коры как в пределах байкалид (скв. 316 Медвежья) и тиманид (скв. 1001 Медвежье месторождение), так и

Таблица

Древние конкордные возраста цирконов из метаморфических и магматических пород фундамента

п/п	Площадь, скважина	Порода	U-Pb, млн лет	Эоха складчатости	Примечания
Западная Сибирь					
1	Верхнереченская 2	Сланцы кристал.	1168±13	Уральды	Шадрин и др., 2016
2	Вост-Кеушкинская 921	Парагнейс выв.	616	Уральды	Бочкарев и др., 2013
3	Восходная 3021	Парагнейс	514.5±4.6	Уральды	Шадрин и др., 2016
4	Зап-Яротинская 302	Сланцы кристал.	552±13	Уральды	Шадрин и др., 2016
5	Зап-Яротинская 303 (1)	Сланцы кристал.	519,5	Уральды	Бочкарев и др., 2014
6	Зап-Яротинская 303 (2)	Гнейсы	978±10	Уральды	Шадрин и др., 2016
7	Зауралье, р. Миасс, ильинский комплекс	Гнейсы	2715	Уральды	Краснобаев и др., 2015
8	Зауралье, Тогузак-Аятский водораздел	Сланцы с детритными цирконами	510-2600	Уральды	Кузнецов и др., 2017
9	Кустюмовская 280	Сланцы кристал.	614	Уральды	Бочкарев и др., 2013
10	Медвежья 316	Сланец кристалл.	2118	Байкалиды	Бочкарев и др., 2014
11	Медвежья 1001(2)	Сланцы кристал.	525,7	Тиманиды	Бочкарев и др., 2015
12	Медвежья 1001(1)	Сланцы кристал.	519	Тиманиды	Бочкарев и др., 2015
13	Питингская 7	Амфиболит	537	Уральды	Бочкарев и др., 2014
14	Рогожниковская, 790	Амфиболит	600	Уральды	Коровина и др., 2011
15	Рогожник. ЛУ-5, 911	Парасланцы	630	Уральды	Коровина и др., 2011
16	Семивидовская (?) 15	Крист. сланцы	550	Уральды	Бочкарев и др., 2013
17	Тальцийская, 14	Сланец крист.	528	Уральды	Бочкарев и др., 2013
18	Толумская, 1857	Сланцы	2709; 503	Уральды	Иванов и др., 2012
19	Янгиюганская 1	Слюдист. сланцы	953	Уральды	Бочкарев и др., 2013
20	Янгиюганская 1	Гранито-гнейсы	564	Уральды	Бочкарев и др., 2013
21	Янгиюганская 1	Гранито-гнейсы	554	Уральды	Бочкарев и др., 2013

в уралидах (см. таблицу). Из числа древних ультраосновных интрузий – 86 тел серпентинизированных гарцбургитов двух типов сложного состава, только пироксениты Шугурского массива (скв. 1) охарактеризованы в возрастном отношении. Отсюда Sm-Nd методом выполнена датировка в 1375 млн лет [ТДМ (Ma)], в то время как на Урале дуниты Платиноносного пояса имеют U-Pb датировки от 2.8 млрд лет до 420 млн лет.

Уже на ранних стадиях эволюции литосферы появились в позднем ордовике глубоководные впадины с яшмами и толеитовыми базальтами, которые в девонском периоде сменились преимущественно островодужными андезито-базальтами и которые соседствовали с карбонатными платформами и с прогибами глинисто-кремнистого и флишоидного выполнения в Уралидах и Алтаидах. В области Казахстанид магматизм был наземным и морской режим здесь возобновился после ордовика преимущественно в фаменский век. В базальных слоях ордовика оказались многочисленные кристаллы цирконов протерозойского и архейского возраста, что доказывает наличие древних горстов и опровергает мнение о заложении Урало-Монгольского пояса на океанической коре, как считали С.Н. Иванов, А.В. Пейве и др.

Начиная с конца визейского века началась орогеническая эпоха, сопровождавшаяся регрессией моря уже в восточной части Уралид, в то время как далеко на востоке, в Томской области и на восточном склоне Урала удерживался режим открытого моря с коралловыми известняками до конца среднего карбона. Завершение орогенного этапа в пермский период и раннетриасовую эпоху знаменовалось массовой гранитизацией и риолитовым магматизмом варгашинской, рогожниковской серий и семейтауским комплексом. Его окончание относится к эпохе 245,0-250,0 млн лет и характеризуется калиевой специализацией и европиевым минимумом. В Зауралье этот тип вулканизма наиболее детально изучен на р. Синаре, между пос. Чернушка и Зырянское, где он впервые был выделен в качестве трахитовой формации около 200 лет назад [1]. Литосфера в это время превратилась из ячеистой в утолщенный монолит, насыщенный протрузиями ультрабазитов. Эти протрузии, зародившись 2,8 млрд лет назад в мантии в качестве пластин, периодически выжимались к поверхности, оставляя метки в виде конгломератов и олистолитов в известняках. Орогенез Урало-Монгольского пояса вызвал индукционный трапповый магматизм на смежных кратонах.

Характерно, что траппы по разрезам сверхглубоких скважин СГ-6 Тюменской и СГ-7 Ен-Яхинской маркируются не плюмовым соотношением изотопов гелия, а корово-мантийным, порядка $1.6,0 \cdot 10^{-7}$ и преобладанием низкокальциевых базальтов [2].

После пенеппенизации горно-складчатой страны уже в среднем триасе началось региональное прогибание фундамента на крайнем севере, где в скв. 130 Гыданской вскрыт морской геттанг-синемюр (гыданская свита) и триасовая тампейская серия площадного распространения и с морскими фораминиферами и остракодами. Кровля триаса нами проводится на глубине 5576 м.

Литература

1. Чайковский Г. Геогностические исследования в округе Екатеринбургских заводов // Горный журнал, или Собрание сведений о горном и соляном деле с присовокуплением новых открытий по наукам, к сему предмету относящимся. Ч. III. Кн. 7. Санкт-Петербург. 1833, с. 1-25.
2. Бочкарев В.С. Позднеорогенный и внутриплитный магматизм в фундаменте Западно-Сибирского осадочного бассейна // Корреляция Алтаид и Уралид. Магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения. Материалы третьей международной научной конференции. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2016. С. 31–33.

ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ КАЛГУТИНСКОЙ Mo-W РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ (АЛТАЙ)

Владимиров А.Г.^{1,2,3}, Анникова И.Ю.^{1,2}, Травин А.В.^{1,2,3}, Мурзинцев Н.Г.¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
vladimir@igm.nsc.ru

²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск

³Томский национальный исследовательский государственный университет

В настоящей работе предпринята первая попытка решить задачу оценки длительности формирования редкометалльно-гранитных рудно-магматических систем (РМС), используя два независимых подхода: первый - заключается в термохронологическом анализе геологических объектов на основе U/Pb и ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопного датирования [1], второй подход предполагает математическое тестирование выделенных возрастных рубежей на основе модели кристаллизационной дифференциации и динамики теплообмена в магматической камере, отвечающей гранитоидному батолиту [2]. В качестве объекта исследований выбран Калгутинский гранитоидный батолит и одноименное Mo-W месторождение (Горный Алтай), где в пределах одного эрозионного среза детально изучены породы и руды всех этапов формирования редкометалльной рудно-магматической системы (граниты, лейкограниты, внутригранитные пегматиты и штокверки, постгранитные дайки, Mo-W кварцеворудные жилы и грейзены), а также – получены достоверные представления о глубинной морфологии и структуре гранитного батолита по геолого-геофизическим данным [3].

В геологических структурах Алтайской аккреционно-коллизии системы Калгутинскую РМС следует рассматривать как автономный магматический очаговый ареал, формирование которого обусловлено существованием глубинной магматической камеры – гранитного батолита, на современном эрозионном срезе имеющего следующие параметры: S = 70 км², V = 12800 км³, по геолого-геофизическим данным [3]. Батолит прорван онгонит-эльвановыми дайками, с которыми совмещено Калгутинское Mo-W месторождение кварцево-жильно-грейзенового типа [4–6] (рис. 1).

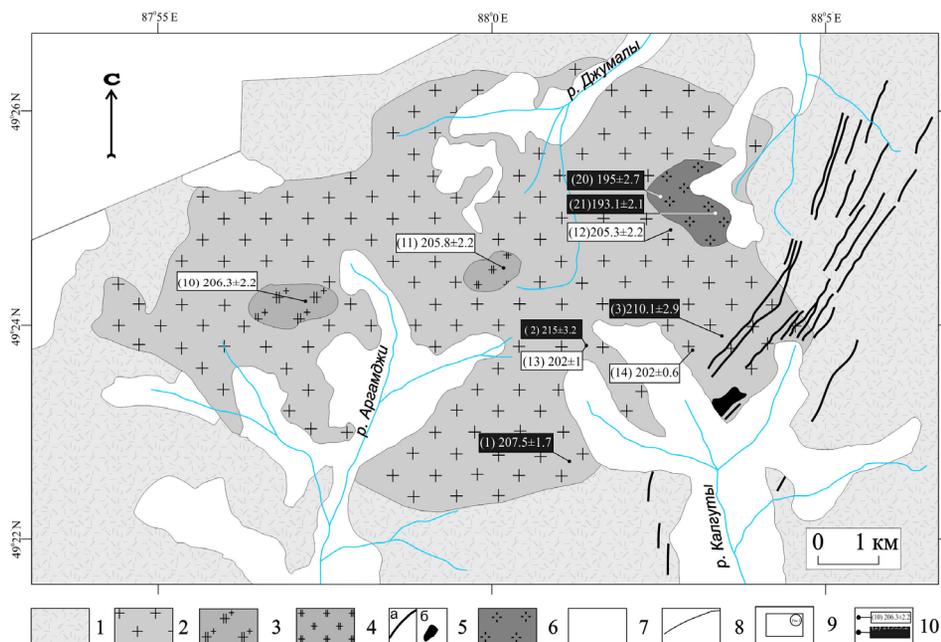


Рис. 1. Схема геологического строения Калгутинского редкометалльно-гранитного батолита [Анникова и др., 2006], с изменениями.

1 – девонские вулканогенно-осадочные отложения нерасчлененные; 2 – порфировидные биотитовые граниты главной интрузивной фазы; 3 – резкопорфировидные двуслюдяные турмалиносодержащие лейкограниты (Аргамджинский шток); 4 – порфировидные и/или неравномернозернистые двуслюдяные лейкограниты (Джумалинский шток); 5 – Восточно-Калгутинский онгонит-эльвановый пояс (а – дайки, б – массивы); 6 – крупнозернистые мусковитовые лейкограниты (Восточный шток); 7 – четвертичные отложения; 8 – геологические границы; 9 – контур центральной части дайкового пояса и наиболее продуктивного разведочного участка Калгутинского месторождения (подробная схема - на рис. 4); 10 – точки отбора проб и результаты изотопного датирования (в черных прямоугольниках – данные U-Pb изотопного датирования, в белых – Ar-Ar изотопного датирования).

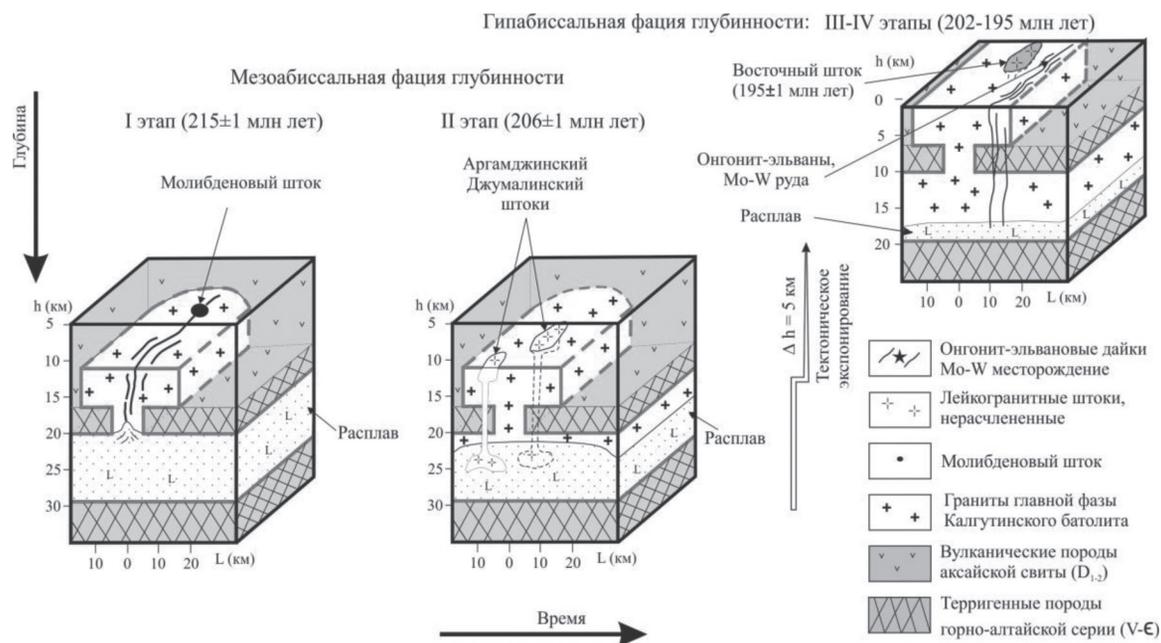


Рис. 2. Схематизированная модель Калгутинской РМС, отражающая последовательное остывание двухуровневой магматической колонны, осложненная тектоническим экспонированием (подъёмом при растяжении континентальной литосферы Южного Алтая и сдвиго-взбросовыми деформациями).

Термохронологический анализ магматических пород и руд, слагающих Калгутинскую РМС, позволил выделить пять этапов ее формирования: *I этап* (215 ± 1 млн лет) отвечает формированию гранитов главной интрузивной фазы и богатого молибденового оруденения, представленного рудным телом, именуемым «Молибденовый шток»; *II этап* (206 ± 1 млн лет) связан с формированием штоков лейкогранитов и внутригранитных пегматитов в гранитах главной интрузивной фазы; *III этап* (202 ± 1 млн лет) – онгонит-эльвановый, его временной диапазон соответствует формированию большинства даек, слагающих дайковый пояс; *IV этап* (195 ± 1 млн лет) отвечает формированию ультраредкометалльных протяженных даек онгонитов и эльванов, локализованных в центральной части дайкового пояса, пространственно совмещенной с богатыми вольфрамовыми жилами месторождения; *V этап* (181 ± 1 млн лет) представлен маломощными дайками онгонитов и эльванов на периферии дайкового пояса. Общая продолжительность рудно-магматических процессов составляет 20 млн лет (**Mo-W рудопродуктивный этап**) и 30 млн лет, если учитывать единичные эльвановые дайки по периферии Калгутинского месторождения с бедным кварц-флюорит-барит-ферберитовым оруденением (181 ± 1 млн лет).

Математическое тестирование термической истории Калгутинской РМС позволяет утверждать, что формирование гранитного батолита (215 ± 1 млн лет) и оторванного во времени онгонит-эльванового дайкового комплекса с богатым **Mo-W оруденением** (195 ± 1 млн лет) может быть объяснено в варианте двухуровневой магматической колонны, в которой существует «верхний» гранитный батолит на глубине 8-15 км и «нижний» гранитный очаг на глубине 20-25 км, связанные между собой гранитной ножкой (подводящим каналом).

Решающим фактором, который обусловил термическое остывание Калгутинской РМС, является тектоническое экспонирование всей магматической колонны на верхние горизонты земной коры и, только в этом случае, при решении обратной физической задачи, удастся согласовать термохронологические рубежи и результаты численных расчетов (рис.2).

Работа выполнена в рамках государственного задания (проекты № 0330-2016-0003, № 0330-2016-0013), при финансовой поддержке правительства РФ (грант № 14.Y26.31.0012), Министерства науки и образования РФ (проект № 5.1688.2017/ПЧ), а также Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 16-05-00128а, 17-05-00936а и 17-55-540001).

Литература

1. Травин А.В. Термохронология раннепалеозойских коллизионных, субдукционно-коллизионных структур Центральной Азии // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 3. С. 553–574
2. Мурзинцев Н.Г., Травин А.В., Котлер П.Д., Владимиров А.Г. Численное моделирование термической истории и ареала термического влияния гранитного массива на вмещающие породы и поведения k-аг системы в минералах-геохронометрах при этих процессах //Петрология магматических и метаморфических формаций. Вып. 8. Материалы Всероссийской петрографической конференции с международным участием. Томск: Изд-во Томск. ЦНТИ. 2016. С. 256–259.
3. Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А., Василевский А.Н., Витте Л.В., Мороз Е.Н. Геолого-геофизическая модель формирования Калгутинской рудно-магматической системы (Южный Алтай) // Изв. Томск. политехн. ун-та. 2004. Т. 307, № 4. С. 38–42.
4. Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А., Журавлев Д.З., Крук Н.Н., Лепехина Е.Н., Матуков Д.И., Мороз Е.Н., Палесский С.В., Пономарчук В.А., Руднев С.Н., Сергеев С.А. U-Pb, ³⁹Ar/⁴⁰Ar датирование и Sm-Nd, Pb-Pb изотопное исследование Калгутинской молибден-вольфрамовой рудно-магматической системы (Южный Алтай, Россия) // Петрология. 2006. Т. 14, № 1. С. 90–108.
5. Гусев Н.И. Хронология магматизма (SHRIMP II) Калгутинской редкометалльно-вольфрам-молибденовой рудно-магматической системы (Горный Алтай, Россия) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53, № 3. С. 280–296.
6. Поцелуев А.А., Рихванов Л.П., Владимиров А.Г., Анникова И.Ю., Бабкин Д.И., Никифоров А.Ю., Котегов В.И. Калгутинское редкометалльное месторождение (Горный Алтай): магматизм и рудогенез. - Томск: STT, 2008. - 226 с.
7. Владимиров А.Г., Анникова И.Ю., Мурзинцев Н.Г., Травин А.В., Гаврюшкина О.А., Ойцева Т.А., Смирнов С.З., Соколова Е.Н.. Возрастные рубежи и оценка длительности формирования Калгутинской Mo-W рудно-магматической системы (Алтай): термохронология и математическое моделирование // Геология и геофизика. 2018 (в печати).

ТЕРМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ (U/Pb, Ar/Ar) И ДИНАМИКА ТРАНСФОРМАЦИИ ГЛУБИННОГО ГРАНИТОИДНОГО БАТОЛИТА ШОНГЧАЙ (СЕВЕРНЫЙ ВЬЕТНАМ)

Владимиров А.Г.^{1,2,3}, Травин А.В.^{1,2,3}, Фан Лыу Ань⁴, Мурзинцев Н.Г.², Михеев Е.И.^{1,2}

¹Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск
vladimir@igm.nsc.ru

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН

³Томский национальный исследовательский государственный университет, Томск

⁴Институт Геологических Наук Вьетнамской Академии Наук и Технологий (ВАНТ)

Массив Шонгчай является самым крупным во Вьетнаме ($S = 2500 \text{ км}^2$), занимая ключевую позицию в области сочленения раннекаледонских (катаазиатских), герцинских и индосинийских структур Юго-Восточной Азии [1]. Согласно структурно-петрологическим наблюдениям (рис. 1), этот массив в позднем мезозое – кайнозое был тесно связан с пологозалегающим тектоническим сдвигом (*detachment*) и трансрегиональной сдвигово-раздвиговой зоной Шонгчай – Рэд Ривер (*shear zones*) [2–6].

Массив имеет ромбовидную форму, окружен бластомилонитовой каймой и сложен гранитоидами, которые повсеместно имеют гнейсовидную текстуру даже в дайках аплитов и пегматитов, лишь на отдельных участках отмечаются слабо гнейсовидные и массивные породы, в экзоконтакте с ними встречаются роговики. Гнейсовидность совпадает с простираем контактов, проявлены черты динамометаморфической природы, выражающиеся в чередовании полос лейкократового и меланократового материала, гранобластовой структуре кварца с зубчатым сочленением и волнистым погасанием, грануляции крупных микроклиновых вкрапленников и т.д. Динамометаморфизм сопровождался полной перекристаллизацией гранитоидов, о чем свидетельствует практически незональный плагиоклаз во всех разновидностях гранитоидов [6].

Вмещающие породы характеризуются простираем, грубо конформным с линией контакта, и крутым ($80\text{--}90^\circ$) падением в сторону от контакта. По составу – это чередующиеся амфиболовые, биотит-амфиболовые, биотитовые (\pm гранат) сланцы с различным содержанием кварца и плагиоклаза. В биотитовых сланцах встречаются мусковит, а вблизи контакта с гранитоидами – фибролит, андалузит, гранат. У самого контакта, а также в ксенолитах среди гранитоидов во всех разновидностях сланцев устанавливается мелкий метасоматический микроклин. Различными исследователями этим породам присваивался возраст от верхнего протерозоя до

силура [1]. Сейчас установлено, что силурийский возраст отвечал пику амфиболитового метаморфизма, наложенному на массив Шонгчай и его складчатое обрамление, 428 ± 5 млн лет [5].

Массив Шонгчай сложен гранитоидами S-типа. Состав варьирует от кварцевых диоритов до лейкогранитов ($\text{SiO}_2 = 62.80\text{--}78.96$ мас.%). Все гранитоиды являются перальюминиевыми и преимущественно относятся к известково-щелочной серии, для них характерны фракционированные спектры распределения РЗЭ с обогащением легкими лантаноидами ($\sum \text{РЗЭ} = 94\text{--}410$ г/т; $(\text{La}/\text{Yb})_n = 7.13\text{--}16.85$) и отрицательными Eu-аномалиями ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.33\text{--}0.58$), выявлены минимумы по Ba, Nb, Sr, Zr, Ti. Температура кристал-

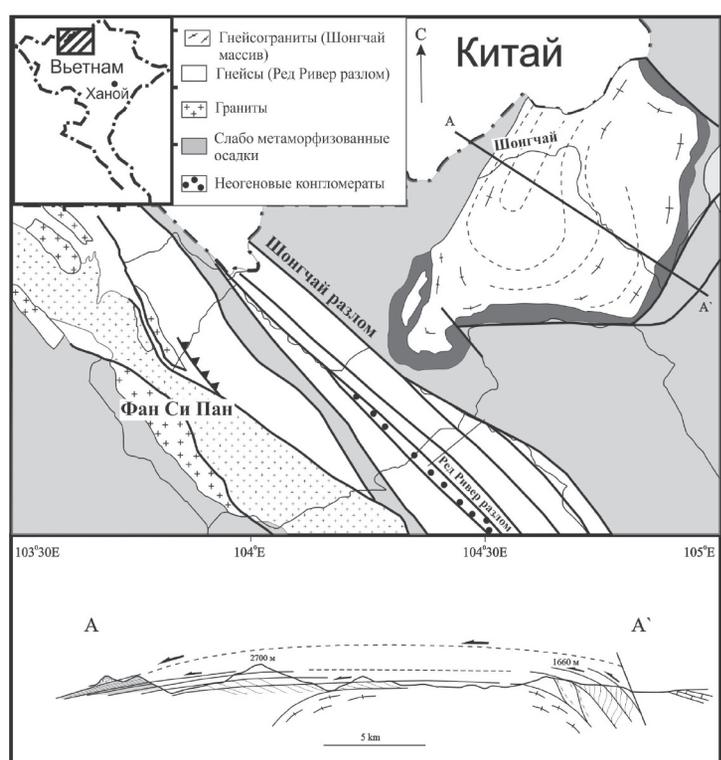


Рис. 1. Структурная схема, построенная на основе геологической карты Вьетнама масштаба 1:1 000 000 [1] и разрез через гнейсо-гранитовый массив Шонгчай [4], с авторскими изменениями и дополнениями.

лизации гранитной магмы была оценена на основе Zr-термометра [7]. Диапазон субликвидусных температур для изученных образцов составляет 708–814 °С.

Завершая геологическую характеристику, подчеркнём, что в момент внедрения батолит Шонгчай представлял собой межформационную гранитную залежь – типичную для синскладчатых раннепалеозойских батолитов Юго-Восточного Китая и Северного Вьетнама [1, 8]. Структурные исследования бластомилонитового обрамления подтверждают принадлежность этой геологической структуры к комплексу метаморфического ядра кордильерского типа [4–6].

ТЕРМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ

Для массива Шонгчай характерно многостадийное развитие магматических и тектонических процессов на длительном временном интервале. В этой связи изотопные даты для минералов и систем с различной устойчивостью могут быть распределены во временной шкале в зависимости от характера термической истории, интенсивности наложенных воздействий. Совпадение датировок различных минералов, изотопных систем увеличивает вероятность того, что они соответствуют возрасту реального геологического события. В термической истории гранитоидов массива Шонгчай можно выделить следующие этапы.

Ордовик – силур (465–420 млн лет). Классическим U/Pb методом по навеске циркона (призматический, без ядер, бесцветно прозрачной окраски) из массивных образцов гранитоидов и Rb/Sr изохронным методом по семи образцам валовых проб массива Шонгчай, получены согласующиеся между собой оценки возраста 464 ± 12 и 465 ± 34 млн лет соответственно [6]. На этом основании можно предположить, что возрастной рубеж 464 ± 12 млн лет соответствует началу времени консолидации родоначальной гранитной магмы.

Значимо меньшие значения возраста (428 ± 5 , 424 ± 12 млн лет) получены по циркону из гнейсогранитов как классическим U/Pb методом, так и методом SHRIMP. Близкие датировки получены методом SHRIMP по включениям монацита в гранате из гранат-слюдистого сланца. Наличие в гранитогнейсах массива Шонгчай большого количества синтетектонических гранит-лейкогранитных и аплитовых жил, а также оценки P-T условий на основе гранат-биотитового и гранат-биотит-плагиоклазового термобарометров ($T \sim 550$ °С, $P \sim 6$ кбар) по включениям в зерне граната из гранат-слюдистого сланца позволяют предположить, что формирование циркона и монацита происходило в процессе динамометаморфизма на глубинах более 20 км. В геологическом смысле это означает, что гранитоидный батолит Шонгчай, вероятнее всего, частично закристаллизовавшись, был подвержен динамометаморфизму вместе с его складчатым обрамлением на уровне амфиболитовой фации метаморфизма [2–5].

Триас (250–200 млн лет). После продолжительного перерыва ($\Delta t \sim 130$ млн лет) в геологической истории массива Шонгчай на основании совпадения датировок, полученных методом SHRIMP по монациту из матрицы гранат-слюдистого сланца, K/Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методами по амфиболу, мусковиту, биотиту из гнейсогранитов, а также по паре «вал – биотит» Rb/Sr методом фиксируется активное термальное событие (237–231 млн лет). Температура закрытия U/Pb изотопной системы в монаците более 900 °С, при этом оценки P-T условий на основе гранат-биотитового и гранат-биотит-плагиоклазового термобарометров ($T = 575$ °С, $P = 3.8$ кбар) соответствуют амфиболитовой фации. Поэтому датировки по монациту следует принять за время его кристаллизации и, соответственно, – метаморфического события. На гистограмме плотности вероятности датировок методом SHRIMP по монациту выделяются два значимых пика с возрастом 237 ± 2 и 203 ± 5 млн лет. Совпадение датировок, полученных с использованием минералов, характеризующихся различной температурой закрытия, свидетельствует о том, что после метаморфического события 237 ± 2 млн лет назад (среднее взвешенное по пяти датировкам монацита) 231 ± 2 млн лет назад произошло охлаждение до температур менее 300 °С (закрытие Rb/Sr изотопной системы в биотите). При геотермическом градиенте 30 °С/км это должно соответствовать подъему массива Шонгчай до глубины менее 10 км. Зафиксированное изотопными системами пород массива Шонгчай метаморфическое событие допускает следующую интерпретацию, если учесть, что на рубеже перми – триаса была сформирована крупная изверженная провинция (LIP, Эмейшаньский плюм [9]). Резкое повышение температурного градиента (≥ 45 °С/см) обусловило формирование габбро-гранитных интрузивных серий на Северном Вьетнаме и Юго-Восточном Китае, а также ремобилизацию и гранито-гнейсовый диапризм в глубинном очаге – массиве Шонгчай.

Юра – мел (200–80 млн лет). В позднемезозойской истории массива Шонгчай на основании наличия кластеров изотопных датировок с различной температурой закрытия выделяется по крайней мере 5 активных термических событий с возрастом 198 ± 2 , 169 ± 2 , 143 ± 2 , 81 ± 3 млн лет. Практически все эти события должны были сопровождаться кратковременным повышением температуры и, затем, быстрым охлаждением. Это

связано с требованием сохранности низкотемпературных изотопных систем, закрытие которых произошло во время ранних событий. Подобный геологический сценарий, для которого устанавливается медленное погружение (осадконакопление) всей территории горной страны, чередующееся с кратковременными импульсами сдвиговых деформаций и тектоническим экспонированием гранито-гнейсовых куполов является весьма характерным для комплексов метаморфического ядра кордильерского типа [10, 11].

Кайнозой (20 млн лет – настоящее время). Особое место занимает последний возрастной рубеж 20 ± 1 млн лет, фиксируемый трековым методом по апатиту. Это событие связано с охлаждением ниже $100\text{ }^{\circ}\text{C}$ и, соответственно, подъемом пород массива Шонгчай до глубин менее 3 км во время активизации сдвиговой зоны Ред Ривер в процессе Инд-Азиатской коллизии.

Заключение. Реконструкция термической истории остывания массива Шонгчай и математическое тестирование возрастных рубежей позволило обосновать: 1) исключительно продолжительный период существования гранитного расплава в разрезе земной коры ($\Delta t \sim 75$ млн лет); 2) отмечается интенсивный термальный пик на рубеже 230 млн лет назад под влиянием Эмейшаньского плюма и, как следствие, – повышения температурного градиента в земной коре (до $46\text{ }^{\circ}\text{C}$), и как следствие, – ремобилизация гранитного материала и диапиризма; 3) окончательная консолидация массива произошла 130 млн лет назад, причем термическая кривая указывает на импульсивный характер подвижек, связанный с тектоническим экспонированием массива на верхние горизонты земной коры.

Работа выполнена в рамках плана НИР ИГМ СО РАН (государственные задания № 0330-2016-0003, № 0330-2016-0013), при финансовой поддержке правительства РФ (грант № 14.Y26.31.0012), Министерства науки и образования РФ (проект № 5.1688.2017/ПЧ), а также Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 17-05-00936а и 17-55-540001).

Литература

1. Чан Ван Чи, Нгуен Суан Тунг (ред.). Геологическая карта северной части Вьетнама. М-б 1: 1 000 000. Ханой. 1977.
2. Carter A., Roques D., Bristlow C., Kinny P. Understanding Mesozoic accretion in Southeast Asia: Significance of Triassic thermotectonism (Indosinian orogeny) on Vietnam // *Geology*. 2001. V. 29, N 3. P. 211–214.
3. Gilley L.D., Harrison T.M., Leloup P.H., Ryerson F.J., Lovera O.M., Wang J.-H. Direct dating of left-lateral deformation along Red River shear zone, China and Vietnam // *Journal of Geophysical Research*. 2003. V. 108, N. B2. P. 2127.
4. Maluski H., Lepvrier C., Jolivet L., Carter A., Roques D., Beyssac O., Ta Trong Tange, Nguyen Duc Thangf, Avigadd D. Ar-Ar and fission-track ages in the Song Chay Massif: Early Triassic and Cenozoic tectonics in northern Vietnam // *Journ. of Asian Earth Sci.* 2001. V. 19 P. 233–248.
5. Roger F., Leloup P.H., Jolivet M., Lacassin R., Trinh P.T., Brunel M., Seward D. Long and complex thermal history of the Song Chay metamorphic dome (Northern Vietnam) by multi-system geochronology // *Tectonophysics*. 2000. V. 321. P. 449–466.
6. Пономарева А.П., Владимиров А.Г., Фан Лью Ань, Руднев С.Н., Крук Н.Н., Пономарчук В.А., Бибикина Е.В., Журавлев Д.З. Массив высокоглиноземистых гранитов Шонгчай (Северный Вьетнам): обоснование ордовикского возраста, петрогенезис, тектоническая позиция // *Геология и геофизика*. 1997. Т. 38, № 11. С. 1792–1806.
7. Watson, E. B. & Harrison, T. M. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types // *Earth Planet. Sci. Lett.* V. 64. P. 295–304.
8. Yan D.P., Zhou M.Fu, Wang C.Y., Xia B. Structural and geochronological constraints on the tectonic evolution of the Dulong-Song Chay tectonic dome in Yunnan province, SW Chins // *Journ. of Asian Earth Sci.* 2006. V. 28. P. 332–353.
9. Tran, T.-H., Polyakov, G.V., Tran, T.-A., Borisenko, A.S., Izokh, A.E., Balykin, P.A., Ngo, T.-P., Pham, T.-D. Intraplate magmatism and metallogeny of North Vietnam // *Springer Intern. Publ. Switzerland*. 2016. 372 p.
10. Cordillerian metamorphic core complex // *Geol. Soc. Amer. (memoir 153)*. 1980. 461 p.
11. Скларов Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1997 г. 182 с.

ПОСТКОЛЛИЗИОННЫЕ ГАББРО-ГРАНИТНЫЕ АССОЦИАЦИИ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА

Владимиров В.Г.^{1,2}, Кармышева И.В.^{1,2}, Шелепаев Р.А.^{1,2}, Яковлев В.А.^{1,2}, Куйбида Я.В.¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск
sushka386@gmail.com

Интерес к пространственно совмещенному габброидному и гранитоидному магматизму существует длительное время. В отдельные периоды исследований отмечались различные аспекты этого явления – это позиция магматизма на определенных стадиях орогенеза, их формационная принадлежность, тепловые источники базитового и кислого магматизма, корреляции магматизма с субдукционно-аккреционными, коллизионными и постколлизийными процессами, мантийно-плюмовым воздействием. К обобщающим исследованиям в этой области следует отнести работу А.Г. Владимирова, А.Э. Изоха и Г.В. Полякова с соавторами [1], где на примере Алтае-Саянской складчатой области были выделены непрерывные габбро-тоналит-плагиогранитные интрузивные серии, отражающие аккреционно-коллизийные геодинамические обстановки, и габбро-монцодиорит-граносиенит-К-гранитные интрузивные серии, формирование которых связывалось с воздействием мантийного плюма на аккреционно-коллизийную систему. Однако основной акцент в данной работе был сделан на базит-ультрабазитовые породные группы, тогда как гранитоидные породы рассматривались лишь как «вспомогательный инструмент в связи с их прямой зависимостью от коровых протолитов». Тем не менее пространственно-временная связь корового гранитоидного и базитового магматизма в коллизийных зонах существует и ее нельзя игнорировать. В настоящей работе эти корреляции были проанализированы на примере Западно-Сангиленского фрагмента коллизийного горно-складчатого сооружения кембро-ордовикского возраста, сформировавшегося при столкновении Таннуольской островной дуги и Тувино-Монгольского микроконтинента [2, 3, 4, 5].

Для Западного Сангиленского пика коллизийных событий приходится на рубеж 495 ± 10 млн лет [5]. Дальнейший период от 495 до 430 млн лет относится к постколлизийному этапу и характеризуется режимом регионального растяжения и, как минимум, тремя пиками габбро-гранитного магматизма – 495 ± 5 млн лет, 485 ± 5 млн лет и 465 ± 5 млн лет. Все проявления базитового магматизма приурочены к зонам локального растяжения, формирующиеся в процессе эволюции Западно-Сангиленской коллизийно-сдвиговой системы. Помимо тектонической позиции, они характеризуются сходными петрогеохимическими чертами и сопровождаются коровым гранитоидным магматизмом. Существование проявлений магматического минглинга указывает на синхронность и генетическую связь габбро-гранитного магматизма каждого этапа.

В сочетании с полученным комплексом изотопно-геохронологических и структурно-петрологических данных, это позволило авторам выделить три габбро-гранитные ассоциации, чье становление происходило на рубежах: 495 ± 5 млн лет (баянкольская ассоциация), 485 ± 5 млн лет (ухадагская ассоциация) и 465 ± 5 млн лет (башкымугурская ассоциация).

Становление баянкольской габбро-гранитной ассоциации происходило на рубеже 495 ± 5 млн лет [5, 6], который является началом постколлизийного периода со сменой режима регионального сжатия на режим растяжения [5]. В эту ассоциацию входят одноименный полифазный массив и ряд комбинированных даек.

На рубеже 485 ± 5 млн лет происходит кратковременное, но масштабное проявление гранитоидного Западного Сангиленского. Преимущественно, это калишпатовые порфиroidные граниты, так называемого ухадагского типа, которые слагают обширные интрузивные поля. По изотопно-геохронологическим данным [7, 8] к этому же периоду могут относиться маломощные граниты Чжаргалантского массива и серия мелкозернистых калишпатовых гранитных даек мощностью до 1,0–1,5 м. Магматизм основного состава данного этапа представлен малыми выходами базитов и магматическим минглингом плутонического типа [9]. Пространственная и временная взаимосвязь базитов и гранитоидов позволяет выделить их в отдельную ухадагскую габбро-гранитную ассоциацию.

Этап 465 ± 5 млн лет характеризуется в первую очередь становлением Башкымугурского габбро-монцодиоритового массива. Гранитоидный магматизм этого периода проявлен незначительно. К нему относятся мелкие тела гранит-лейкогранитов Байдагского массива и многочисленные кислые дайки, прорывающие Башкымугурский массив. Внедрение и становление башкымугурской габбро-гранитной ассоциации происходило на фоне формирования крупных субмеридиональных зон растяжения в рамках Западно-Сангиленской сдвиговой системы.

Все габбро-гранитные ассоциации имеют общие характеристиками: 1) внедрение и становление основных и кислых магм происходило в сближенном временном интервале; 2) перемещение и консолидация контрастных по составу расплавов контролировалось единой постколлизийной тектонической обстановкой растяжения; 3) массовое плавление корового материала совпадало с активизацией базитового магматизма и нижнекоровыми тектоническими движениями.

Подобные корреляции позволяют предположить, что в пределах коллизионной зоны на границе Мохо существовала долгоживущая камера базитовых расплавов, периодически тектонически вскрываемая на пост-коллизионной стадии с формированием индикаторных габбро-гранитных ассоциаций. Подобную камеру следует рассматривать как «*Hot spot*», что хорошо согласуется с предположением А.Э. Изоха и А.С. Каргополова [10] о существовании под Западным Сангиленом «палеотермального купола». Вариации же в составе базитовых магм, имеющих единый верхнемантийный источник, можно связать с процессами корово-мантийного взаимодействия.

Таким образом, проведенные исследования позволяют выделить для постколлизионных геодинамических обстановок индикаторные габбро-гранитные ассоциации, объединенные сходными тектоническими условиями формирования в узком временном интервале. Ассоциации могут объединять коровые гранитоидные расплавы с базитовыми мантийными магмами, не связанными между собой непрерывными рядами кристаллизации.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 160501011, 1805-00851), планов НИР ИГМ СО РАН (проект № 0330-2016-0003), проекта Министерства образования и науки РФ № 5.1688.2017/ПЧ.

Литература

1. Владимиров А.Г., Изох А.Э., Поляков Г.В., Бабин Г.А., Мехоношин А.С., Крук Н.Н., Хлестов В.В., Хромых С.В., Травин А.В., Юдин Д.С., Шелепаев Р.А., Кармышева И.В., Михеев Е.И. **Габбро-гранитные интрузивные серии и их индикаторное значение для геодинамических реконструкций** // Петрология. 2013. № 2. С. 177–201.
2. Гибшер А.С., Владимиров А.Г., Владимиров В.Г. Геодинамическая природа раннепалеозойской покровно-складчатой структуры Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Докл. РАН. 2000., Т. 370, № 4. С. 489–492.
3. Кузьмичев А.Б. Тектоническая история Тувино-Монгольского массива: раннебайкальский, позднебайкальский и раннекаледонский этапы. М.: ПРОБЕЛ-2000, 2004. 192 с.
4. Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилен (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // Докл. РАН. 2005. Т. 405. № 1. С. 82–88.
5. Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Термохронология минглинг-даек Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува): свидетельства развала коллизионной системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 2. С. 283–310.
6. Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Shelepaev R.A., Rudnev S.N., Yakovlev V.A. **Baynkol gabbro-granite association: composition, age, tectonic and geodynamic settings (Western Sangilen, South-East Tuva)** // Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании: Материалы III Междунар. геол. конф. Екатеринбург, 2017. С.121–123.
7. Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Натман А., Бибикина Е.В., Кирнозова Т.И., Тодт В., Кренер А., Яковлева С.З., Лебедев В.И., Сугоракова А.М. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника, 2001. № 3. С. 22-43.
8. Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Яковлев В.А., Хубанов В.Б., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Буянтуев М.Д. Новые данные по составу и U-Pb (LA-ICP-MS) изотопному возрасту комбинированных даек Западного Сангилен (Тувино-Монгольский Массив, ЦАСП) // Геология и геофизика. 2018 (в печати).
9. Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А. Две группы магматического минглинга (на примере ранних каледонид Западного Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения: Материалы Третьей междунар. науч. конф. Новосибирск, 2016. С. 52–53.
10. Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин В.А., Егорова В.В. Базитовый магматизм кембро-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // Материалы науч. конф. «Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири». Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. С. 68–72.

СТРУКТУРЫ МАГМАТИЧЕСКОГО МИНГЛИНГА В КОМПОЗИТНЫХ ГАББРО-ГРАНИТНЫХ ДАЙКАХ: МОДЕЛЬ СДВИГОВОЙ ДИЛАТАЦИИ

Владимиров В.Г.^{1,2}

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск
vvg@igm.nsc.ru

По структурным характеристиками и происхождению магматический минглинг можно разделить на две основные группы. *Первая группа («плутоническая»)* – это базитовые включения, сконцентрированные в объеме гранитоидных тел в форме вытянутых роев и шлейфов. Подобные магматические камеры со следами инъекций базитов известны и неоднократно описаны в литературе [1 и др.]. *Вторая группа* – это группа комбинированных (композитных) даек и их систем. Для обеих групп характерны сходные признаки механического смешения базитовых и кислых расплавов и магм [1–4 и др.]: 1) мелкие базитовые тела имеют неправильную форму, характерную для двух не смешивающихся жидкостей в условиях затвердевания одной из них; 2) породы магматического минглинга имеют признаки как пластичных, так и хрупко-пластичных и хрупких деформаций; 3) зоны закалки располагаются только на периферии базитов и отсутствует на границе с линейными прожилками внутри тела; 4) типично появление сложных соотношений, напоминающих многофазное внедрение; 5) при взаимодействии контрастных по составу расплавов возможно одновременное протекание двух процессов – химического взаимодействия контрастных расплавов (миксинг, mixing) и их механического смешения (минглинг, mingling).

Численные и аналоговые эксперименты показали [5, 6 и др.], что сходство между двумя группами магматического минглинга может быть связано с начальными условиями протекания смешения, когда базитовые и кислые расплавы имеют низкую и относительно близкую вязкость, формируя единую гидродинамическую смесь, способную к ламинарному, либо турбулентному течению. Однако «двигателем» смешения может служить градиент их плотностных характеристик [6].

Для «плутонической» группы магматического минглинга существует ряд моделей, опирающихся на плотностные, кристаллизационные и дилатационные эффекты. Они позволяют непротиворечиво объяснить возникновение условий для инжектирования базитовых расплавов в камеры с кислыми магмами, а также механизмы внутрикамерного смешения и течения контрастных по составу расплавов и магм. Однако для второй группы магматического минглинга, когда смешение контрастных расплавов происходит в ограниченном пространстве в пределах одной комбинированной дайки, однозначного понимания условий и механизмов возникновения магматического течения и смешения контрастных по составу расплавов нет.

Первым ключевым моментом в различии магматического минглинга в крупных гранитоидных телах от комбинированных базит-гранитоидных даек заключается в малом размере и относительной изолированности дайковых тел от внешних тепловых источников. *Вторым ключевым моментом* в их различии заключается в разнообразии источников расплава кислого состава. Если для магматических камер он изначально известен – это собственно внутрикамерные магмы кислого состава, то для комбинированных даек их происхождение может быть различным. *Третий ключевой момент* заключается в различии места смешения расплавов. При плутоническом магматическом минглинге – это внутрикамерные события. В случае комбинированных базит-гранитоидных даек смешение контрастных расплавов может происходить непосредственно в пределах дайки.

В настоящем сообщении вопросы механизма смешения контрастных по составу расплавов в условиях становления одиночных комбинированных даек рассмотрены на примере геологических объектов Западного Сангилена (ЦАСП). Здесь, в пределах Эринской тектонической зоны, известны [7, 8] многочисленные базитовые и комбинированные габбро-гранитные дайки с возрастом 495 млн лет [8].

Наиболее информативной для иллюстрации возможных механизмов формирования минглинг структур является комбинированная дайка участка «Тавыт-Даг». Она характеризуется следующими общими и частными параметрами.

Общие параметры: внедрение базитовых магм происходило в обстановках постколлизивной регионального растяжения Западно-Сангиленского горно-складчатого сооружения; становление комбинированной дайки происходило в нижнекоровых условиях.

Частные параметры: 1) комбинированная дайка участка «Тавыт-Даг», представляет собой габбро-гранитный композит со структурами течения; 2) габброидная часть занимает осевую область дайки, либо фор-

мируют отдельные опережающие тела жильного типа, в том числе без признаков структур магматического минглинга; 3) в базитах отчетливо фиксируются признаки субвертикального магматического течения; 4) существуют свидетельства синтетектонического генезиса дайки, когда можно наблюдать структуры субвертикального сдвигового растяжения вмещающих пород (гранитоиды Матутского массива) и пассивного заполнения трещин растяжения компонентами комбинированной дайки; 4) гранитоидная часть комбинированной дайки представляет собой продукт переплавления (реоморфизм) вмещающих дайку гранитов Матутского массива; 5) признаки пластического поведения габброидов и гранитоидов преобладают на их контакте; 6) направление течения в этой области может иметь разнонаправленный характер.

Перечисленные общие и частные параметры комбинированной дайки участка «Тавыт-Даг» позволяют предложить следующий механизм формирования в их пределах структур магматического минглинга.

Модель магматического минглинга по механизму сдвиговой дилатации

Комбинированные дайки представляют собой продукт нескольких субсинхронных геологических процессов – сдвиговые коровые деформации, синтетектоническое инъецирование базитового расплава и теплового воздействия со стороны последних.

Синтетектоническое инъецирование базитового расплава обеспечивается условиями так называемой *сдвиговой дилатации*, когда в обстановках деформаций сдвига, либо транспрессии (сжатие со сдвигом) формируются эшелонированные или единичные трещины растяжения над магматической камерой с расплавами основного состава. Появление трещин растяжения, с одной стороны, обеспечивают условия для экспонирования базитовых магм, с другой – локальному кратковременному понижению общего литостатического давления в зоне дилатации.

Активное внедрение базитовых расплавов и магм в зоны сдвиговой дилатации и, одновременно, тепловое воздействие с их стороны в сочетании с кратковременным понижением литостатического давления вблизи базитовых даек приводит к локальному плавлению вмещающих дайку пород, либо реоморфизму, если в обрамлении находились магматические породы кислого состава.

Поскольку жилообразование в условиях сдвиговой дилатации достаточно кратковременный процесс, то происходит восстановление общего литостатического давления, которое далее резко возрастает в связи объемными эффектами при выплавлении гранитоидов. «Автоклавный» эффект со стороны кислого расплава на бортах жилы приводит к раздавливанию консолидирующейся базитовой магмы, которая при этом либо пластически деформируется, либо претерпевает хрупкие разрывы с заполнением трещин кислым материалом.

В совокупности подобное синтетектоническое взаимодействие контрастных расплавов приводит к формированию минглинг структур в пределах маломощных даек.

Ограничения и следствия модели сдвиговой дилатации магматического минглинга

Без проведения численного моделирования можно предположить, что появление минглинг даек по механизму сдвиговой дилатации возможно лишь в нижнекоровых условиях, когда общий уровень температур будет достаточен для частичного плавления вмещающих пород за счет дополнительного теплового воздействия со стороны базитовой интрузии (дайки) и кратковременного локального понижения литостатического давления.

Вторым ограничением и, одновременно, важным следствием предлагаемой модели является приуроченность к обстановкам субгоризонтального сдвига, либо транспрессии. Только в этом случае возможно нарушение сплошности кровли базитовой камеры и последующая субвертикальная транспортировка базитового расплава. Подобные геотектонические обстановки возможны лишь на постколлизивной стадии коллизивных орогенов и делает комбинированные дайки, сформировавшиеся по данному механизму, важным индикатором подобных условий.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-01011), базового проекта фундаментальных исследований ИГМ СО РАН № VIII.72.2.2., проекта Министерства образования и науки РФ № 5.1688.2017/ПЧ.

Литература

1. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Ляпунов С.М. и др. Условия образования комбинированных базит-гранитных даек (Шалутинский массив, Забайкалье) // Геология и геофизика. 1995. Т.36? №7. С.3-22.
2. Marshall L.A. and Sparks R.S.J. Origins of some mixed-magma and net-veined ring intrusions // Journ. Geol. Soc. of London. 1984. V. 141, N.1. P.171-182.
3. Cook N.D.J. Diorites and associated rocks in the Anglem Complex at The Neck, northeastern Stewart Island, New Zealand: an example of magma mingling // Lithos. 1988. V.21, N.4. P.247-262.
4. Lowell G.R., Young G.J. Interaction between coeval mafic and felsic melts in the St. Francois Terrane of Missouri, USA // Precambrian Res. 1999. V. 95. P.69-88.

5. Zimanowski B., Buttner R. Dynamic mingling of magma and liquefied sediments // Journ. Volcanol. Geotherm. Res., 2002. V. 114. P.37–44.
6. Полянский О.П., Семенов А.Н., Владимиров В.Г. и др. Численная модель магматического минглинга (на примере Баян-кольской габбро-гранитной серии, Сангилен, Тува) // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 2. С. 385–403.
7. Karmysheva I.V., Vladimirov V.G., Vladimirov A.G. et al. Tectonic position of mingling dykes in accretion-collision system of early Caledonides of West Sangilen (South-East Tuva, Russia) // Geodynamics & Tectonophysics. V.6. N 3. P. 289–310.
8. Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Термохронология минглинг-даек Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): свидетельства развала коллизийной системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 2. С. 283–310.

СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ПОДХОД В ИЗУЧЕНИИ ДИНАМИКИ МЕТАМОРФИЗМА В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ЧАРСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА, ЦАСП)

Владимиров В.Г.^{1,2}, Здоркова М.С.¹¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск
vvg@igm.nsc.ru

Процессы метаморфизма, протекающие при субдуцировании и последующей эксгумации океанической литосферы в зонах субдукции, являются одними из наиболее сложных и не однозначных для изучения. Основная причина в этом заключается в высокой скорости погружения холодной и «жесткой» океанической коры в разогретую литосферную мантию, когда скорость температурного выравнивания «запаздывает» за тектоническими процессами. Свидетельством этого могут служить результаты наблюдений и численное моделирование [4, 7-9, 14; и др.], показывающие, что вслед за погружающимся слэбом происходит изгибание изотерм, локально возрастают напряжения, дифференциальное и литостатическое давление, неравномерно протекают конвективные процессы, в том числе с участием флюида.

Как следствие, в отличие от регионов с классическим региональным и контактовым метаморфизмом, изучение метаморфизма пород субдукционных зон, преимущественно это породы **НР, УНР типа, требуют специальных методических подходов**. Они должны обеспечивать решение нескольких взаимосвязанных задач. Это оценка объемов локального равновесия, последовательность и полистадийность минералообразования, в том числе метаморфогенного. В совокупности, это позволит обоснованное использование существующих термометрических расчетов.

Одним из возможных и наиболее эффективных методических подходов, по мнению авторов, является структурно-вещественный анализ [12, 13 и др.]. В его основе лежит изучение последовательности (полистадийности) деформаций пород и связанного с ними синкинематического минералообразования. Помимо парагенетических задач данный подход позволяет подойти также к решению некоторых геохронологических проблем оценки возраста отдельных проградных и ретроградных стадий высокобарического метаморфизма, т.е. перейти к динамике метаморфизма в зонах субдукции.

Структурно-вещественный подход в изучении динамики метаморфизма в зонах субдукции включает в себя следующее.

На первом этапе проводятся детальные полевые структурно-метаморфические исследования (картирование), направленные: а) на вычленение из анализа комплексов пород, претерпевших поздние тектоно-метаморфические процессы; б) на локализацию пород несущих лишь изменения, связанные с субдуцированием и последующей эксгумацией.

На втором этапе по серии наиболее информативных образцов высокобарических пород изготавливаются структурно-ориентированные пластинки и петрографические шлифы. Их анализ позволяет реконструировать основные деформационные стадии для каждого отдельного образца, выявить для него до-, син-, интер- и пост-кинематические минералы и минеральные парагенезисы [13]. Опираясь на микрорентгеноспектральные исследования и термометрические расчеты, можно убедиться, что в каждой структурной группе достигается воспроизводимость результатов оценок параметров метаморфогенных и рекристаллизационных условий. Иными словами, для каждой структурной группы условия приближаются к локальному равновесию. В некотором роде, подобный анализ сходен с оценкой параметров метаморфизма по включениям минералов в гранате, кианите и т.д.

Поскольку породы могут эксгумироваться с различных уровней литосферы, то каждый образец будет нести уникальный **Н-Т-*td* тренд, а представительная коллекция образцов создаст «веер» Н-Т-*td* трендов, характеризующих процессы субдуцирования и эксгумации в конкретном регионе.**

На третьем этапе для информативных образцов анализируется привязка и датирование значимых для изотопной геохронологии минералов к определенным структурным группам и синкинематическим парагенезисам.

Подобный структурно-вещественный подход в изучении динамики метаморфизма в зонах субдукции был реализован для высокобарического меланжа Чарского офиолитового пояса (Восточный Казахстан). Это тектонический меланж в районе п. Буршабулак с включениями гранат-барруазитовых сланцев, амфиболитов, эклогитов, метабазальтов, гранатовых клинопироксенитов и метачертов [1, 2, 5; и др.].

Проведение картирования с оценкой полистадийности и кинематики деформаций пород позволило локализовать область высокобарического меланжа без признаков наложенных тектонических процессов пермского возраста [3]. Дальнейшие детальные исследования процессов раннего этапа эксгумации показали, что высокобарические породы претерпели сложный полистадийный процесс структурных и минеральных преобразований. В пределах одного образца на микроуровне зафиксировано последовательное изменение деформационных структур, сопровождаемое изменениями фазового минерального состава, либо перекристаллизацией. Это позволило выделить последовательность синкинематических минеральных парагенезисов и оценить P – T -условия их образования. Расчеты проводились в ПО «Thermocalc» [11] с предварительными оценками возможных параметров по Nbl-P1 термометру [10]. Было установлено, что вариации по температуре (558–607 °C) незначительны, в то время как вариации по давлению достигали 3–4 кбар (от 7.8 до 12.5). Поскольку рассматриваемые группы были «жестко» привязаны к последовательно развивающимся деформационным событиям, а оценки P – T -условий минеральных преобразований значительно отличались, то можно говорить что при погружении пород происходило увеличение давления на 4 кбар (с 8.6 до 12.5 кбар), т.е. можно допустить, что было относительное погружение на 12–15 км, достигая возможных глубин ~40 км. Далее последовало активное тектоническое экспонирование практически на «исходные» глубины, отвечающие 7–8 кбар при возможной интерполяции до 5 кбар.

Исследования выполнены при финансовой поддержке базового проекта фундаментальных исследований ИГМ СО РАН № VIII.72.2.2., проекта Министерства образования и науки РФ № 5.1688.2017/ПЧ.

Литература

1. Волкова Н.И., Тарасова Е.Н., Полянский Н.В. и др. Высокобарические породы в серпентинитовом меланже Чарской зоны (Восточный Казахстан): геохимия, петрология, возраст // Геохимия. 2008. № 2. С. 1–16.
2. Ермолов и др. Офиолиты. Алма-Ата, Наука КазССР, 1981, 180 с.
3. Здрокова М.С., В.Г. Владимиров В.Г. Эксгумация высокобарических пород Чарского офиолитового пояса (Восточный Казахстан) Проблемы тектоники и геодинамики земной коры и мантии. Т. 1: Материалы I Тектонического совещ. М.: ГЕОС, 2018. 206–209 с.
4. Коробейников С.Н., Полянский О.П., Свердлов В.Г. и др. Компьютерное моделирование поддвига и субдукции в условиях перехода габбро-эктогит в мантии // Докл. РАН. 2008. Т.420, № 5. С. 654–658.
5. Полянский Н.В., Добрецов Н.Л., Ермолов П.В. и др. Структура и история развития Чарского офиолитового пояса // Геология и геофизика. 1979. № 5. С. 66–76.
6. Хомяков В.Д. Петрология офиолитов Чарской зоны (Восточный Казахстан): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Усть-Каменогорск, 1984.
7. Burov E., Francois T., Agarda P. et al. Rheological and geodynamic controls on the mechanisms of subduction and HP/UHP exhumation of crustal rocks during continental collision: Insights from numerical models // Tectonophysics. 2014. V. 631. P. 212–250.
8. Gerya T.V., Stockhert B., Perchuk A.L. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in a subduction channel: A numerical simulation // Tectonics. 2002. V.21, N. 6 P. 1056.
9. Handy M.R. The exhumation of cross sections of the continental crust: structure, kinematics and rheology // MM. Salisbury and DM. Fountain (eds.), Exposed Cross-Sections of the Continental Crust. 1990. P.485–507.
10. Holland T. and Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contrib. Miner. and Petrol. 1994. V. 116. P. 433–447.
11. Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // Journ. Metamorph. Geol. 1998. V. 16. P. 309–343.
12. Lopez-Carmona A., Pitra P., Abati J. Blueschist-facies metapelites from the Malpica–Tui Unit (NW Iberian Massif): phase equilibria modelling and H₂O and Fe₂O₃ influence in high-pressure assemblages // Journ. Metamorph. Geol. 2012. V. 10. P. 1–18.
13. Passchier C.W., Trouw R.A.J. Microtectonics // Springer-Verlag: Berlin Heidelberg New York, 2005, 366p.
14. Warren, C. J., C. Beaumont, and R. A. Jamieson Formation and exhumation of ultra-high-pressure rocks during continental collision: Role of detachment in the subduction channel // Geochem. Geophys. 2008. V. 9, N. 4, Q04019.
15. Zhonghai Li, Zhiqin Xu and Taras Gerya Numerical Geodynamic Modeling of Continental Convergent Margins // Earth Sciences / Dr. Imran Ahmad Dar (Ed.), InTech, 2012. chapter 13. P. 273–296.

МАГМАТИЧЕСКИЙ МИНГЛИНГ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ЮВ ТУВА): МИНЕРАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ НА КОНТАКТЕ КОНТРАСТНЫХ ПО СОСТАВУ ПОРОД ПО ДАННЫМ МИКРОРЕНТГЕНОСПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА И X-RAY ТОМОГРАФИИ**Владимиров В.Г.^{1,2}, Войтенко В.Н.³, Яковлев В.А.^{1,2}, Кармышева И.В.^{1,2}**¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
vvg@igm.nsc.ru*²*Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск*³*Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург*

Характерной чертой магматизма Западного Сангилен (ЮВ Тува) является широкое распространение магматического минглинга [2–6 и др.]. Его значимость для понимания коллизионных и постколлизионных процессов региона несомненна, поскольку отражает синхронность магматических, тектонических и геодинамических процессов [1, 3]. Несомненна также его петрологическая значимость – магматический минглинг служит прямым и наиболее очевидным геологическим свидетельством сосуществованию очагов базитовых (мантйных) и салических (коровых) магм, а также их активного взаимодействия [6].

Несмотря на достаточно детальные петрогеохимические, изотопно-геохронологические и структурные исследования, «белым пятном» в изучении магматического минглинга Западного Сангилен остаются минеральные изменения на контакте габброидных и гранитоидных пород. Это маломощные, часто более мелкозернистые зоны. Визуально они имеют промежуточный состав между габброидами и гранитами, однако, более точно оценить их химический состав сложно, поскольку отбор соответствующих проб затруднителен.

Как правило, подобные явления связывают с химическим взаимодействием контрастных по составу пород, однако, это может также дисперсной смесью при динамичном механическом взаимодействии магм (минглинге), продуктом гибридизации, реоморфизма, диффузионного метасоматоза, а также иных, в том числе магматических, процессов и их сочетаний. Более детально их происхождение обсуждается в материалах В.А. Яковлева, В.Г. Владимировой и И.В. Кармышевой «Происхождение переходных зон в структурах магматического минглинга (на примере западного Сангилен, ЮВ Тува)» в настоящем сборнике [7].

Для получения независимой информации о строении и составе зоны перехода были проанализированы, опираясь на микрорентгеноспектральный анализ породообразующих минералов и X-Ray рентгеновскую томографию.

В первом случае проводился площадной анализ состава минералов переменного состава (биотит, роговая обманка) с целью получения возможных трендов, отражающих химическое взаимодействие пород. Во втором случае с этой же целью были проанализированы плотностные характеристики породы методами рентгеновской томографии (исследования проводились в РЦ СПбГУ «Геомодель» на рентгеновском томографе Bruker SkyScan1172).

Образцы для исследований взяты из магматического минглинга плутонического типа ухадагской габбро-гранитной ассоциации в междуречье рек Эрзин и Нарын и комбинированной дайки участка Сайзырал на правом берегу реки Эрзин. Образцы были распилены перпендикулярно интрузивному контакту, изготовлены пластинки и петрографические шлифы, включающие в себя три зоны: габбро – переходная зона – гранит.

Предварительные результаты исследований показали, что для плутонической группы характерен ступенчатый характер (базит – переходная зона – гранит) изменения состава амфибола по основным петрогенным элементам. Отмечено также проявление диффузионно-метасоматических изменений, но оно незначительно и носит наложенный характер. Появление промежуточных зон в магматическом минглинге плутонической группы в данном случае можно интерпретировать как результат возникновения гибридных расплавов с незначительными постконсолидационными диффузионно-метасоматическими изменениями.

Переходные зоны композитных даек рассматривались на примере участка Сайзырал. Предварительные данные, опирающиеся на X-Ray рентгеновскую томографию и микроскопические исследования показали, что появление переходных зон в группе комбинированных даек связано с процессами диспергирования, т.е. активного механического взаимодействия в обстановках быстрой консолидации расплавов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 16-05-01011, 18-35-00467), базового проекта фундаментальных исследований ИГМ СО РАН № VIII.72.2.2., проекта Министерства образования и науки РФ № 5.1688.2017/ПЧ.

Литература

1. Владимирова В.Г. Структуры магматического минглинга в композитных габбро-гранитных дайках: модель сдвиговой дилатации // Корреляция алтаид и уралид: глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения (наст. изд.).
2. Владимирова В.Г., Владимирова А.Г., Гибшер А.С., Травин А.В., Руднев С.Н., Шемелина И.В., Барабаш Н.В., Савиных Я.В. Модель тектоно-метаморфической эволюции Сангилен (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // Докл. РАН. 2005. Т. 405, № 1. С. 82–88.
3. Владимирова В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н. Термохронология минглинг-даек Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува): свидетельства развала коллизийной системы на северо-западной окраине Тувино-Монгольского массива // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 2. С. 283–310.
4. Изох А.Э., Лавренчук А.В., Васюкова Е.А. Дайковый комплекс Западного Сангилен – проявление ордовикского мантийного магматизма. // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований (19-22 октября 2004 г.), Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2004. Т. 1, С. 143–144.
5. Кармышева И.В., Владимирова В.Г., Владимирова А.Г., Шелепаев Р.А., Яковлев В.А., Васюкова Е.А. Тектоническая позиция минглинг-даек в аккреционно- коллизийной системе ранних каледонид Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, № 3. С. 289–310.
6. Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Яковлев В.А., Хубанов В.Б., Владимирова В.Г., Кармышева И.В., Буянтуев М.Д. Состав и U-Pb (LA-ICP-MS) изотопный возраст комбинированных даек Западного Сангилен (Тувино-Монгольский массив, ЦАСП) // Геология и геофизика. 2018 (в печати).
7. Яковлев В.А., Владимирова В.Г., Кармышева И.В. Происхождение переходных зон в структурах магматического минглинга (на примере Западного Сангилен, ЮВ Тува) // Корреляция алтаид и уралид: глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения (наст. изд.).

ПРОИСХОЖДЕНИЕ КЕМБРИЙСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ, ГАББРО-МОНЦОНИТОВЫХ И ЩЕЛОЧНО-БАЗИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ: СУПЕРПОЗИЦИЯ МАНТИЙНОГО ПЛЮМА И АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

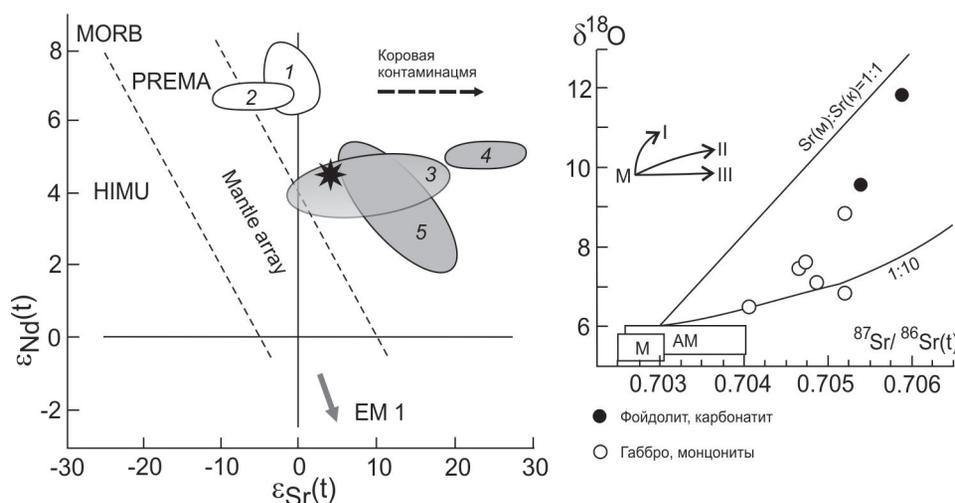
Врублевский В.В.

*Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск
vasvr@yandex.ru*

Кузнецкий Алатау представляет собой каледонский терреин островодужной природы в западном сегменте Центрально-Азиатского орогенического пояса (САОВ) [1]. Среди продуктов развитого в нем кембрийского интрузивного магматизма распространены гранитоидные, габбро-монцонитовые и щелочно-базитовые породные ассоциации. По изотопно-геохронологическим данным (U–Pb, Sm–Nd, Rb–Sr) их формирование происходило в сравнительно узком временном диапазоне ~ 510–490 млн лет [2–5], что позволяет объединять эти серии в составе крупной изверженной провинции раннего палеозоя (510–470 млн лет) САОВ [6].

Развитие магматизма в условиях активной континентальной окраины обычно предполагает поликомпонентные источники расплавов с участием протолитов океанической литосферы. Несмотря на разноформационную принадлежность, рассмотренные магматические породы обладают сходным изотопным составом. Величина $\epsilon_{Nd}(t)$ варьирует в интервале $\approx 2-5$ для гранитоидов, $\approx 3.5-5.4$ для габбро-монцонитов, ≈ 5 для основного фойдолита и карбонатита (см. рисунок). Такими параметрами должны обладать продукты смешения вещества умеренно деплетированной (PREMA-тип) и обогащенной (EM-тип) мантии. Вместе с тем, все петрографические разновидности в различной степени обогащены радиогенным стронцием ($^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ от ~ 0.7039 до 0.7058), что может быть вызвано контаминацией эволюционирующих расплавов коровым материалом. На вероятность подобного процесса также указывает прямая корреляция между значениями $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ и $\delta^{18}O_{SMOW}$ ($6.5-11.8\%$; см. рисунок).

Наряду с изотопными признаками о родстве источников магм свидетельствуют особенности накопления редких рассеянных элементов в изученных породах. Как в габброидах, так и в более кислых производных мультиспектры их распределения обычно комплементарны среднему составу IAB (subduction source), нередко достигая или превышая уровень концентраций в OIB (intraplate source) [2, 4, 5]. Для Кузнецкого Алатау это позволяет допустить взаимодействие мантийного плюма и активной континентальной окраины, на которой в



Изотопная (Nd, Sr, O) систематика кембрийских интрузивов гранитоидов, габбро-монцонитов и щелочных базитов в западной части САОВ. Области преобладающих составов:

1 гранитоиды Озерной зоны Западной Монголии [3], 2 щелочные породы и карбонатиты Горного Алтая [7], 3–5 габбро-монцониты (3), фойдолит и карбонатит (4), гранитоиды (5) восточного и северного склонов Кузнецкого Алатау [2–5, 8]. Современные Mantle array, PREMA, MORB, HIMU, EM 1 (Zindler, Hart, 1986). Черная звезда средний состав девонских плюмовых базальтоидов Минусинского рифта [9]. Примитивная мантия (M), мантия под островными дугами (AM), I–III линии смешения базальт+молодая кора и пелагические осадки (I), базальт+древняя кора (II), мантия+древние субдукционные осадки (III) (Davidson et al., 2005). Линии 1:1 и 1:10 соответствуют отношениям концентраций Sr в мантии (магне) и в контаминанте (Покровский, 2000).

венде–кембрии происходили субдукционный магматизм и аккреция фрагментов литосферы Палеоазиатского океана (РАО) [1]. Изотопный состав плюма мог определяться сочетанием компонентов PREMA+EM надобие глубинного источника более поздних внутриплитных базальтоидов (~ 400 млн лет; средние значения: $\epsilon_{Nd} \approx 4.5$, $\epsilon_{Sr} \approx 4.1$) Минусинской котловины, обрамляющей Кузнецко-Алатауский ороген с востока [9].

На основании этих данных предполагается, что кембрийские разноформационные интрузии Кузнецко-Алатау имеют родственные источники вещества в комбинации PREMA и EM. Вероятное смешение компонентов IAB и OIB в материнских расплавах свидетельствует о сходной геодинамической обстановке развития гранитоидного и мафитового магматизма в условиях суперпозиции мантийного плюма и более древней активной окраины РАО. По-видимому, на протяжении венда–раннего палеозоя подобное взаимодействие в пределах РАО могло происходить неоднократно [10].

Исследования выполнены при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (проект 5.8988.2017/6.7).

Литература

1. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. № 1. С. 63–81.
2. Врублевский В.В., Котельников А.Д., Руднев С.Н., Крупчатников В.И. Эволюция палеозойского гранитоидного магматизма Кузнецкого Алатау: новые геохимические и U-Pb (SHRIMP-II) изотопные данные // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 287–311.
3. Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2013, 300 с.
4. Врублевский В.В., Котельников А.Д., Изох А.Э. Изотопный U-Pb возраст, источники вещества и условия формирования когтахского габбро–монцитового комплекса Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 2018. Т. 59, № 7 (в печати).
5. Врублевский В.В. Источники и геодинамические условия петрогенезиса Верхнепетропавловского щелочно-базитового интрузивного массива (средний кембрий, Кузнецкий Алатау, Сибирь) // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. С. 488–515.
6. Izokh A.E., Polyakov G.V., Shelepaev R.A., Vrublevsky V.V., Egorova V.V., Lavrenchuk A.V., Borodina E.V., Oyunchimeg T. Early Paleozoic large igneous province of the Central Asia mobile belt: Abstr. Inter. conf. «Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny». Novosibirsk: Publ. House SB RAS, 2007. P. 30–32.
7. Врублевский В.В., Крупчатников В.И., Изох А.Э., Гертнер И.Ф. Щелочные породы и карбонатиты Горного Алтая (комплекс эдельвейс): индикатор раннепалеозойского плюмового магматизма в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, С. 945–963.
8. Kruk N.N., Rudnev S.N., Vystavnoi S.A., Paleeskiy S.V. Sr-Nd isotopic systematics of granitoids and evolution of continental crust of the western part of Altai-Sayan fold region // In: Continental growth in the Phanerozoic (evidence from Central Asia). Novosibirsk: GEO, 2001. P. 68–72.
9. Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрющенко С.В. Девонский вулканизм Минусинского прогиба Алтае-Саянской области: геологические, геохимические и изотопные Sr-Nd характеристики пород // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. С. 283–313.
10. Гордиенко И.В., Метелкин Д.В. Эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активных окраинах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. С. 91–108.

ТИПЫ МАФИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ПОРОДАХ СОБСКОГО КОМПЛЕКСА
(ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)Горбаченко К.Н.¹, Удоратина О.В.²¹Сыктывкарский государственный университет им. Питирима Сорокина, г. Сыктывкар,
ksunya.gorbachencko@yandex.ru²Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

Мафические включения (МВ) типичные образования характерные для пород собского комплекса. Породы собского комплекса наряду с породами янаслорского и конгорского слагают крупный Собский (Лагортинско-Кокпельский) батолит (200 × 13 (20) км) на Полярном Урале. Мафические включения в породах этого комплекса отмечались многими исследователями. МВ в породах собского комплекса распространены равномерно во всем теле батолита, насколько можно наблюдать на обнаженных участках, бортах рек, секущих тело батолита вкост его простираения и редких обнаженных плато.

В результате исследований (2011–2012, 2014 гг.) проведенных на всей площади Собского массива: северная часть (рр. Макар-Рузь, Тань-Ю. Лагорта-Ю), центральная (бас. р. Лагорта), южная (бассены рек Нелка-Юган, Тумболава, Кокпела, Погурей) установлены типы МВ.

Породы основного объема собского комплекса, состав варьирует в рамках габбродиорит-кварцевый диорит-тоналит-плаггиогранит. Породы светлого облика, от бело-серого до темно-серого цвета (цветной индекс – 30). Средне-крупнозернистые, порфиroidные, массивные. Под микроскопом наблюдаются гипидиоморфозернистые микроструктуры. Вкрапленники плаггиоклаза (андезин), амфибола (Mg-роговая обманка), (\pm Mg-биотит) погружены в матрикс такого же минерального состава, отмечается кварц и калиевый полевой шпат. Акцессорные минералы – апатит, титанит рудные магнетит, титаномагнетит, вторичные эпидот, хлорит.

1. *Мафические включения.* Основная масса опробованных и изученных МВ (до 90 %) близкие к породам комплекса породы, однообразные по составу. Состав МВ варьирует в пределах габбро-диорит-диорит-кварцевый диорит. Размер различный – от 10 до 30 (50) см, наблюдаются как более крупные, так и более мелкие. Контакты с вмещающими породами чаще всего четкие, резкие, закалочная кайма отсутствует. МВ темно-серого, черного цвета с зеленоватым оттенком (цветной индекс – 50), тонко- и мелкозернистые, массивные. На макроуровне все исследованные МВ четко отличаются цветом и структурно-текстурными признаками от пород собственно собского комплекса. На микроуровне породы при общей схожести отличаются микроструктурами и более основным составом породообразующих минералов. Петрографический состав близок вмещающим породам комплекса: порфиroidные вкрапленники плаггиоклаза (более раннего), амфибола, (\pm биотит) погружены в основную массу сложенную теми же минералами. Акцессорные минералы – апатит, титанит, рудные магнетит, титаномагнетит, пирит, вторичные эпидот, хлорит. Плаггиоклаз более основной (лабрадор-битовнит), чем во вмещающих МВ породах, зональность, в основном, прямая, отмечаются единичные значения обратной зональности. Амфибол МВ представлен Mg-роговой обманкой, слюда Mg-биотитом, магнезиальность мафических минералов выше в МВ, чем в породах собского комплекса. По своему химическому составу точки составов МВ и вмещающих их пород собского комплекса занимают одни поля, со смещением в более основную область. Геохимически: формы спектров распределения РЗЭ и спайдер-диаграмм близки.

Очень редко (два наблюдения МВ) наблюдаются закалочные каймы, позволяющие утверждать, что для этих МВ состав не претерпел каких либо изменений из-за возможных процессов взаимодействия между МВ и вмещающими породами комплекса.

2. *Ассимилированные (контаминированные) мафические включения.* В породах собского комплекса наблюдаются участки с сохраненными контурами более темного цвета и более мелкозернистые. На границе либо внутри наблюдается постепенный размыв очертаний МВ, отмечается последовательное проникновение расплава, формирование, рост кристаллов амфибола вкост границы с МВ. Наблюдается рост кристаллов роговой обманки и биотита внутри МВ, аналогичного по составу роговой обманке и биотиту, кристаллизующимся во вмещающих породах. Петрографо-минералогический и химический состав практически выровнен с вмещающими породами комплекса. Нередко реконструировать первичную природу не представляется возможным.

2а. *Гибридные породы.* Наблюдаются МВ с каймой (различной ширины) новообразованных гибридных пород. Четко прослеживаются границы между МВ, гибридной породой и вмещающими породами собского комплекса. Петрографический, минералогический, химический и геохимический состав промежуточной новообразованной гибридной зоны близок и к составу МВ и к составу вмещающих пород, так как породы МВ

и вмещающие – неконтрастные. Однако наблюдаемые примеры сформированных гибридных пород указывают на реакционные процессы взаимодействия между включением и собственно породами комплекса и определенную длительность пребывания включения в кристаллизующимся расплаве.

3. *Ксенолиты* обладают резко отличными характеристиками от пород, собственно, пород самого комплекса (массива) и МВ, которые между собой обладают рядом сближающих черт. Изученные ксенолиты наблюдались в большой массе в районе слияния Большой и Малой Лагорт в центральной части массива. Различного размера обломки с угловатыми краями, темно-зеленого, черного цвета тонко- и скрытокристаллические, нередко наблюдается директивная текстура. Под микроскопом наблюдаются гранонематобластовая, blastoporphiroвая, лепидонематобластовая микроструктуры. Порфиробласты плагиоклаза и кварца. Порода сложена: плагиоклаз (An_{25}) – 10–30, кварц – 15–35, амфибол – 10–30, биотит – 5–10; акцессорные – апатит, рудные – магнетит, титаномагнетит, вторичные – хлорит. Петро- и геохимически породы соответствуют чаще всего диоритам.

Таким образом, среди изученных включений в породах собского комплекса, установлены ксенолиты, мафические включения (проблемного генезиса) и ассимилированные (контаминированные) включения, гибридные породы.

Исследования выполняются в рамках госзадания №ГР АААА-А17-117121270035-0.

СИНКОЛЛИЗИОННЫЕ ГАББРОИДЫ В ИРТЫШСКОЙ ЗОНЕ СМЯТИЯ: НОВЫЕ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Гурова А.В.^{1,2}, Хромых С.В.^{1,2}, Изох А.Э.^{1,2}¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск
sushka386@gmail.com

Территория Восточного Казахстана входит в состав Алтайской коллизионной системы герцинид, являющейся частью западного сектора Центрально-Азиатского складчатого пояса. Основная геологическая структура региона была сформирована в позднем палеозое в результате взаимодействия Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов и одновременном закрытии Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна [1]. Морское осадконакопление прекратилось в конце раннего карбона, а пик орогении определен как начало позднего карбона, что фиксируется появлением континентальных молассовых отложений в межгорных впадинах. В составе Алтайской коллизионной системы выделено несколько структурно-формационных зон, соответствующих различным фаціальным обстановкам. Примечательной является Иртышская зона смятия – система крупных трансрегиональных сдвигов, заложение которой произошло в девоне – раннем карбоне [2]. Взаимодействие окраины Сибирского континента (ныне Рудно-Алтайская структурно-формационная зона) с окраинноморскими формациями (турбидитовый бассейн, заложённый на океаническом основании, ныне Калба-Нарымская структурно-формационная зона) происходило в режиме косо́го столкновения. В Иртышской зоне смятия были сформированы высокоградные метаморфические породы, впоследствии выведенные на вышележащие уровни в виде блоков и пластин. На пост-орогеной стадии развития территории (300–280 млн лет назад) в Иртышской и сопряжённой зонах происходили сдвиго-раздвиговые тектонические движения, что способствовало появлению большого объёма гранитоидов, слагающих Калбинский батолит [3, 4].

Помимо гранитоидов, в Иртышской сдвиговой зоне давно обнаружены проявления ультрабазит-базитового магматизма. Габброиды известны в северо-западной и юго-восточной частях зоны, слагают цепочки небольших массивов северо-западного простирания. Их возраст традиционно оценивался как ранне-карбонный (визе) и сопряжённый с субдукционными процессами [5]. Проведённые нами исследования позволили уточнить возраст габброидов и предложить новую геодинамическую интерпретацию их проявления. Наиболее крупным массивом является Суровско-Таловский, расположенный вблизи г. Усть-Каменогорск и занимающий площадь около 150 км². Породы массива прорывают слабометаморфизованные алевролиты и песчаники (D₂–C₁). В центральной части массива наблюдается провис кровли, занятый гнейсами и гнейсогранитами (Чечекская структура), под воздействием габброидов испытавших метаморфизм в условиях амфиболитовой фации [6].

Массив имеет дифференцированное строение; в его составе выделены три группы пород. Породы первой группы слагают основной объём массива и представлены перидотит-троктолит-габбровой серией, типоморфным минералом для которой является оливин с железистостью $f =$ от 18–24 до 26–32, увеличивающейся от перидотитов к габбро. Увеличение железистости отмечается также для ортопироксенов и клинопироксенов; плагиоклаз представлен битовнитом, а амфибол – паргаситом. Их составы заметно варьируют по содержанию MgO, CaO, Al₂O₃ и образуют единый тренд. Данные породы характеризуются субгоризонтальными спектрами распределения редкоземельных элементов с выраженным европиевым максимумом.

Вторая группа пород, проявленных преимущественно в эндоконтактных частях массива, представлена биотит-амфиболовыми кварцевыми габбродиоритами и диоритами. Для габбро-диоритов отмечается особое положение мелких зерен ортопироксена, образующих гломеропорфиновые срастания, распределённые равномерно по объёму породы. Типоморфным минералом является биотит, мелкие чешуйки которого встречаются повсеместно. В интерстициях между главными минералами встречаются ксеноморфные зерна позднемагматического кварца. Присутствие в этой группе пород данной ассоциации минералов (ортопироксен, биотит, ильменит) предположительно может быть объяснено распадом первичного оливина. Для этих пород характерны пониженные содержания MgO и CaO, повышенные содержания SiO₂ и щелочей, а также FeO, TiO₂ и P₂O₅. Они отличаются также повышенными содержаниями редкоземельных и редких элементов, в т.ч. Rb, Ba, Th, U, K; отсутствием минимума в содержаниях Ta и Nb, небольшим максимумом в содержаниях Zr.

Породы третьей группы проявлены в небольшом количестве в восточном эндоконтакте массива и представлены биотит-оливиновыми габбро и габброноритами. Они заметно выделяются по составу, обнаруживая

повышенные содержания MgO (до 20 мас. %), а также FeO, TiO₂, K₂O и P₂O₅, содержания CaO относительно пород первой группы понижено.

Данные по вещественному составу свидетельствуют, что основной объем массива сложен породами дифференцированной серии, разнообразие составов которых определялось фракционированием плагиоклаза и оливина. Первичные магмы отличались повышенными содержаниями MgO и CaO, что, наряду с низкой щелочностью в целом характерно для островодужных толеитов. Породы второй группы, проявленные в эндо-контактных зонах вблизи пород первой группы, отличающиеся повышенной кремнекислотностью и железистостью, можно рассматривать как результат контаминации пород главной фазы массива. Особенности вещественного состава пород третьей группы – **пониженная кремнекислотность и CaO, повышенная магнезиальность** и щелочность (K₂O до 0,4–0,6 мас.% при MgO до 15–20 мас.%) – не позволяют считать их результатом дифференциации магм, сформировавших породы первой и второй групп. Их формирование скорее всего происходило при кристаллизации иной базитовой магмы, обогащенной несовместимыми элементами (K₂O, P₂O₅, Rb, Ba, Zr, редкие земли).

Изученные породы Суrowsко-Таловского массива имеют первично-магматические структуры, не несут следов деформаций, ороговиковывают вмещающие слабометаморфизованные породы. Эти признаки свидетельствуют, что базит-ультрабазиты внедрились и сформировали магматическую камеру в верхних горизонтах земной коры, и не подвержены процессам высокоградного метаморфизма. Для определения возраста Суrowsко-Таловского массива были предприняты успешные попытки выделения монофракций циркона из наиболее обогащенных разностей (содержание Zr до 160 г/т). За последние несколько лет удалось выделить монофракции цирконов (от 20 до 50) зерен из проб пород всех трех разновидностей. В выделенных монофракциях размерностью от 250 до 160 мкм присутствуют довольно крупные обломки зерен циркона, что позволяет оценить размер целых зерен от 200 до 500 мкм. Зерна циркона часто имеют осцилляторную зональность, характерную для растущих из расплава кристаллов, ядерные части отсутствуют. Изотопное датирование проводилось U-Pb методом масс-спектрометрии в варианте лазерной абляции (LA-ICP-MS) с использованием лазера New Wave UP-213 и масс-спектрометра высокого разрешения Element XR. Для оливиновых габброноритов (троктолитов) первой группы главной фазы массива по 40 экспериментальным точкам получен возраст 313 ± 2 млн лет (LA-ICP-MS, ЦКП МИИ ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитик Д.В. Семенова). Для биотит-амфиболовых габбродиоритов второй группы по 36 экспериментальным точкам получено значение возраста в 313 ± 1 млн лет, а для биотит-оливиновых габброноритов третьей группы по 18 экспериментальным точкам – возраст в 312 ± 2 млн лет LA-ICP-MS, ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, аналитик В.Б. Хубанов). Эти данные подтверждаются также результатами ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопного датирования биотита из гранитогнейсов и диатектитов Чечекской структуры – провиса в кровле Суrowsкого массива.

Таким образом, возраст всех разновидностей пород Суrowsко-Таловского массива синхронен, что позволяет предположить о его формировании в результате единого эндогенного события. При этом в формировании массива принимали участие магмы разного состава: первичная магма главной фазы была сформирована при плавлении деплетированного мантийного источника, сохраняющего субдукционные метки (низкая калиево-содержательность, минимумы в содержаниях Ta, Nb); **другая первичная магма была сформирована при плавлении более обогащенного источника (повышенная калиево-содержательность, повышенные содержания Ta, Nb, Zr, LREE)**, вероятно на более глубоких уровнях. Необходимо отметить, что в других массивах Иртышской зоны (Ахмировском, Глубоковском, Кызылсоранском) также установлено присутствие двух различных групп пород, свидетельствующих о гетерогенности источников. По магматическому биотиту из габброноритов Кызылсоранского массива установлен ⁴⁰Ar/³⁹Ar возраст в 317 ± 2 млн лет, что подтверждает синхронное формирование базитовых интрузий по схожему механизму.

Возраст базитового магматизма в Иртышской зоне (317–313 млн лет) соответствует началу раннего карбона, что отвечает пику орогенических событий. Таким образом проявления габброидного магматизма в Иртышской зоне смятия можно считать синколлизионными. В качестве объяснения появления базитовых интрузий (мантийных расплавов, проникающих в литосферу) во время общего тектонического сжатия, следует привлечь сдвиговую природу Иртышской зоны – как уже отмечено, сдвиговые тектонические движения продолжались в течение всего периода взаимодействия окраины Сибирского континента с аккрецирующими структурно-вещественными комплексами. Появление локальных разрывов могло быть обусловлено трансформным скольжением коллидирующих блоков, при этом могли происходить разрывы сплошности субдуцированной океанической плиты и возникать астеносферные окна – каналы для проникновения разогретого мантийного вещества. Подобная модель предложена недавно для объяснения кайнозойского магматизма Японского моря [7]. Для Иртышской зоны появление астеносферных окон вызвало изменение термического

градиента, плавление литосферной мантии на разных глубинах и внедрение базитовых магм в вышележащие горизонты земной коры.

Работа выполнена в рамках проектов фундаментальных исследований ИГМ СО РАН (базовый проект № 0330-2016-0003), при финансовой поддержке РФФИ (грант № 17-05-00825), Министерства образования и науки РФ (проект № 5.1688.2017/ПЧ, проект № 14.Y26.31.0018).

Литература

1. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1321–1338.
2. Ермолов П.В. Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана. Караганда: Изд.-полиграф. центр Казахстанско-Российского ун-та. 2013. 206 с.
3. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Полянский О.П., Владимиров В.Г., Бабин Г.А., Руднев С.Н., Анникова И.Ю., Травин А.В., Савиных Я.В., Палесский С.В. Корреляция герцинских деформаций, осадконакопления и магматизма Алтайской коллизионной системы как отражение плейт- и плюмтектоники // Проблемы тектоники Центральной Азии. М.: ГЕОС, 2005. С. 277–308.
4. Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д., Навозов О.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Анциферова Т.Н., Каравая Г.С. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 983–1004.
5. Марьин А.М., Назаров Г.В., Ткаченко Г.Г., Шуликов Е.С. Геологическое положение и возраст габброидных интрузий Иртышской зоны смятия // Магматизм, геохимия и металлогения Рудного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1966. С. 32–45. (Тр. ИГН им. К.И. Сатпаева. Т. 17).
6. Савинский И.А., Владимиров В.Г., Сухоруков В.П. Чечекская гранитогнейсовая структура (Иртышская зона смятия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2015. № 1. С. 15–22.
7. Мартынов Ю.А., Голозубов В.В., Ханчук А.И. Мантийный диапиризм в зонах конвергенции литосферных плит (Японское море) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 947–961.

ГЕОХИМИЯ, U-Pb ВОЗРАСТ (SHRIMP II) И SR-Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЧОЙСКОГО ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРИДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Гусев Н.И.¹, Гусев А.И.²

¹Всероссийский геологический институт, г. Санкт-Петербург
nikolay_gusev@vsegei.ru

²Алтайский государственный гуманитарно-педагогический университет, г. Бийск

Чойское рудное поле расположено на севере Алтая в восточной части Синюхинского золоторудного узла в 20 км от Синюхинского золото-медно-скарнового месторождения. На основании индикаторных критериев [1] Чойская рудно-магматическая система относится к восстановительному типу интрузивно-связанных золоторудных месторождений [2]. Чойское рудное поле сложено ороговикованными и скарнированными терригенно-карбонатными отложениями тандошинской (C₂₋₃) и ишпинской (O₁) свит, которые прорваны Чойским и Бийским интрузивами и роями даек долеритов, диоритов, гранит-порфиров и слюдяных лампрофиров. Оруденение представлено золото-теллуридным и молибденит-шеелитовым в скарнах, стратиформным медно-цинк-золото-теллуридным и жильным кварц-золото-теллуридным. Золотое оруденение не имеет четкой пространственной связи со скарнами и развивается по зонам дробления и брекчирования как в скарнах, так и в гранитоидах, кварцевых, кварц-карбонатных и кварц-карбонат-хлоритовых жилах. В районе Центрального рудного тела установлены флюидо-эксплозивные брекчии, тяготеющие к порфировым дайкам, по составу варьирующим от долеритов до гранит-порфиров и лампрофиров.

Минеральный состав руд представлен низкотемпературными золото-теллуридными и золото-сульфидными парагенезисами, содержание сульфидов не превышает первых процентов. Богатое оруденение тяготеет к флюидо-эксплозивным брекчиям, ураганно высокие концентрации локализуются, преимущественно, в “кварцевом ядре” с обильными гнёздами эпидота. Здесь же карьером вскрыта дайка интенсивно березитизированных гранит-порфиров с розетками турмалина размером до 1 см. Чойский массив имеет размеры 5 × 1.0–0.5 км и вытянут в широтном направлении. В его составе выделяется несколько фаз внедрения от габбро до гранитов, среди которых преобладают (~ 50 %) гранодиориты. Восточная часть Чойского рудного поля интродурирована Бийским массивом лейкогранит-порфиров размером 3 × 1.7 км и вытянутым меридионально.

Наиболее распространенные в Чойском массиве породы варьируют от равно-среднезернистых гранодиоритов (зональный Pl₃₈ 45, Q 25, Or 15, Bt 10, Amp 5, Mgt 2, Pl 1, Ap 0.5) до гранит-порфиров. В гранодиоритах встречаются шарообразные меланократовые автолиты кварцевых диоритов (Pl₄₅ 45, Amp с реликтами клинопироксена 25, Q 15, Or 10, Bt 1, Chl 3). Минеральный состав гранит-порфиров Pl₂₂ 40, Q 30, Or 20, Bt 9, Amp 1. Они содержат жилы до 20 см мощности скарнированных лейкогранитов (Or 38, Q 35, Pl₁₂ 25, сростки геденбергита с титанитом и магнетитом 2, единичные зерна зонального ортита и турмалина). Скарнирование жил лейкогранитов предполагает внешнее воздействие на гранитоиды Чойского массива, вероятно со сторо-

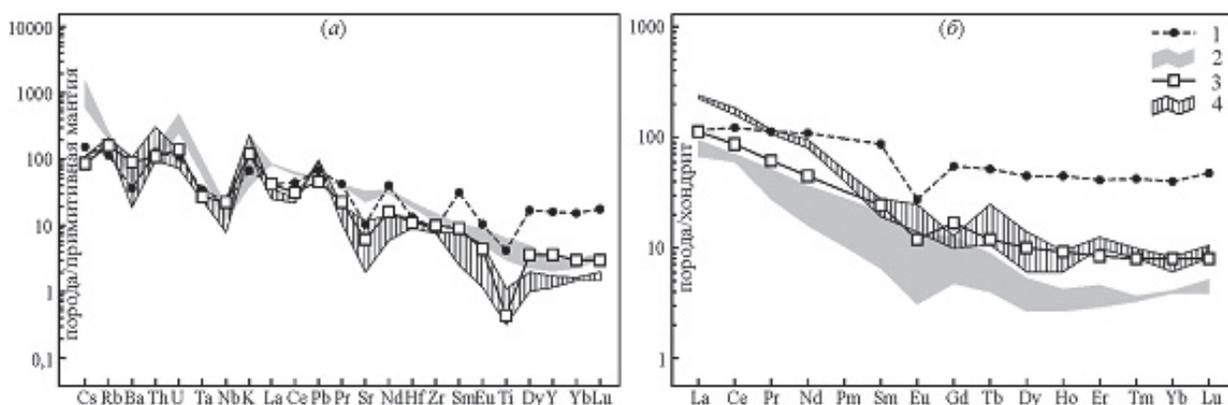


Рис. 1. Мультиэлементные диаграммы для интрузий Чойского рудного поля.

Чойский массив: 1 – кварцевые диориты, 2 – гранодиориты, граниты, гранит-порфиры; 3 – Бийский массив турмалин-содержащих лейкогранит-порфиров; 4 – дайки лампрофиров.

ны Бийского массива. В Бийском массиве турмалин-содержащие лейкогранит-порфиры содержат в тонкозернистом аплитовом матриксе около 20 % порфировых выделений размером 1–2 мм, представленных таблитчатыми выделениями плагиоклаза (15 %) и округлыми зернами кварца (5 %). Состав пород: Pl_{15} , Q_{35} , Or_{20} , Bt_2 , Mus_2 , Chl_1 , единичные зерна турмалина.

В Чойском массиве все породы относятся к известково-щелочному ряду, магнезиальные, только лейкограниты – железистые, габброиды и диориты – метаглиноземистые окисленной серии, гранодиориты, граниты и лейкограниты – пералюминовые ($ASI\ 1.0\text{--}1.21$) преимущественно восстановительного типа.

На спайдерграммах (рис. 1) отмечаются положительные аномалии K , Th , U , Pb , Nd , Sm , особенно сильно проявленные в лейкогранитах, отрицательные – Ba , Ta , Nb , Ti , P и в кварцевых диоритах, кроме того, – Zr . Содержание РЗЭ наиболее высокое в кварцевых диоритах $\Sigma PЗЭ\ 221\ \text{ppm}$, с резко проявленным Eu -минимумом ($Eu/Eu^* 0.4$) и низкой величиной $La_N/Yb_N\ 2.77$. $\Sigma PЗЭ$ последовательно снижается: в гранодиоритах $144\ \text{ppm}$, гранит-порфирах $97\ \text{ppm}$ и лейкогранитах $67\ \text{ppm}$, при этом продуктом наиболее дифференцированного расплава являются гранит-порфиры $La_N/Yb_N\ 23$. Гранодиориты имеют содержание висмута $0.11\ \text{ppm}$, во все остальных породах его содержание ниже $0.1\ \text{ppm}$. Кварцевые диориты имеют наиболее высокое содержание бора $40\ \text{ppm}$ по сравнению с остальными гранитоидами $4\text{--}6\ \text{ppm}$.

Лейкогранит-порфиры Бийского массива железистые ($mg\# 12\text{--}16$), плюмазитовые ($ASI\ 1.09\text{--}1.40$) с Na -типом щелочности ($Na_2O/K_2O\ 1.15\text{--}1.97$) и принадлежат к высоко окисленной магнетитовой серии. На спайдерграммах (рис. 1) они близки к гранодиоритам Чойского массива ($\Sigma PЗЭ\ 120\ \text{ppm}$), но имеют более проявленный Eu -минимум ($Eu/Eu^* 0.59$) и высокое содержанием $As\ 51.6\ \text{ppm}$ по сравнению с гранитоидами Чойского массива ($As\ 3\text{--}7\ \text{ppm}$).

U - Pb методом по циркону (SHRIMP II) были датированы гранодиориты, гранит-порфиры и турмалиновые лейкогранит-порфиры. Циркон из гранодиоритов и гранит-порфиров Чойского массива однотипный с ярким КЛ-свечением и преобладающей секториальной зональностью, которая ближе к краям кристаллов иногда сменяется концентрической. В Бийском массиве циркон в КЛ более темный и высокоурановый с ритмичной концентрической зональностью. Конкордантные значения возраста (рис. 2) указывают на раннедевонский возраст магматизма в Чойском рудном поле в диапазоне $416\pm 4\text{--}398\pm 7$ млн лет.

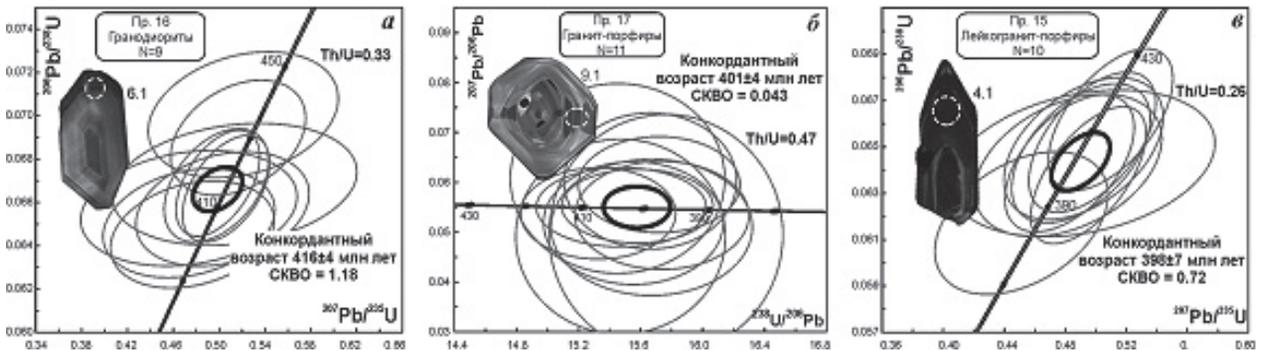
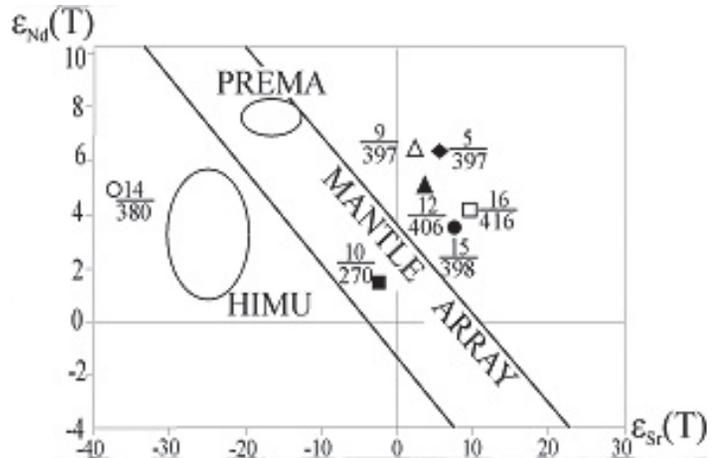


Рис. 2. U - Pb возраст цирконов из гранитоидов Чойского рудного поля. а – гранодиориты и б – гранит-порфиры Чойского интрузива, в – лейкогранит-порфиры Бийского интрузива.

Рис. 3. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(T) - \epsilon_{Sr}(T)$ для интрузивных образований Синохинского рудного узла.

Числитель – номер пробы, знаменатель U - Pb возраст в млн лет. 5 – 10 – дайки Синохинского месторождения; 5 – плагиоклаз-порфировые трахидолериты; 9 – трахиандезитовые порфиры, 10 – авгитовые микроделериты; 12 – гранодиориты Синохинского массива; 14 – лейкогранит-порфиры Цыганского массива; 15 – лейкогранит-порфиры Бийского массива; 16 – гранодиориты Чойского массива.



Для магматических образований Чойского рудного поля предполагается мантийный источник ($\epsilon\text{Nd}(T)$ 3.0–4.4) с позднерифейским Nd-модельным возрастом протолита. Наблюдается определенное сходство эволюции магматизма Синюхинского [3] и Чойского месторождений, для которых предполагается мантийный магматический источник типа PREMA, слабо обогащенный радиогенным стронцием (рис. 3). Временной интервал магматизма на Синюхинском месторождении $421 \pm 5 - 399 \pm 2$ млн лет [3], совпадает с возрастом магматизма $416 \pm 4 - 398 \pm 7$ млн лет на Чойском месторождении. Дайки внутрирудных трахидолеритов с возрастом 397 ± 2 млн лет на Суюхинском месторождении свидетельствуют о поступлении в магматический очаг порции ювенильной базитовой магмы, вероятно повлекшем за собой формирование крупномасштабной медно-золоторудной минерализации. На Чойском месторождении также фиксируется антидромный эпизод в развитии магматизма в виде даек долеритов и лампрофиров, развитых в районе известных рудных тел. Однако эпitherмальная золото-теллуридная минерализация может быть связана со становлением лейкогранит-порфиров Бийского массива, судя по флюидо-эксплозивным брекчиям и турмалинсодержащим лейкогранит-порфирам в районе Центрального рудного тела.

Литература

1. Hart C.J.R. Reduced intrusion-related gold systems // Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods. Ed. Goodfellow W.D. Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division. 2007. Special Publication. № 5, P. 95–112.
2. Гусев А.И., Гусев Н.И., Табакаева Е.М. Восстановленная интрузивно-связанная Чойская магмо-рудно-метасоматическая W-Au-Te система Горного Алтая // Междунар. журн. прикл. и фундам. исследований. 2016. № 10 (ч. 1). С. 96-101.
3. Гусев Н.И., Гусев А.И. Изотопно-геохимические особенности и возраст магматизма Синюхинского золоторудного поля (Горный Алтай) // Природные ресурсы Горного Алтая. 2012. № 1–2 (15). С. 23–32.

РАННЕСИЛУРИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ НА САЛАИРЕ: ГЕОХИМИЯ, U-Pb ВОЗРАСТ, SM-ND ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Гусев Н.И.,¹ Токарев В.Н.², Юрьев А.А.²¹Всероссийский геологический институт, г. Санкт-Петербург

nikolay_gusev@vsegei.ru

²ОСП «Запсибгеолсъёмка» АО «Сибирское ПГО»

В Салаирском вулcano-плутоническом поясе раннепалеозойские вулканические образования представлены средне-позднекембрийским орлиногорско-ариничевским и позднекембрийско-раннеордовикским чебурино-краснянским риолит-трахибазальтовыми комплексами [1]. Более поздний вулканизм основного состава проявлен на уровне нижней части веберовской свиты верхнего ордовика и контрастно-дифференцированной риолит-базальтовой серией оселкинского комплекса раннего силура. Магматические образования оселкинского комплекса изучены в юго-восточной части Салаирского кряжа в правобережье р. Чумыш. Отложения оселкинской свиты, представленной переслаиванием серо-зеленых песчаников, алевролитов и аргиллитов (мощность 500–600 м), согласно залегают на карбонатных отложениях веберовской свиты верхнего ордовика. Возраст оселкинской свиты по остаткам граптолитов находится в пределах нижней половины лландоверийского отдела (чинетинский горизонт). Вулканогенные образования в ее составе по береговым обнажениям руч. Родниковка (правый приток р. Чумыш) представлены лавами, туфами базальтов, дацитов и риодацитов.

Базальты пироксен-порфиновые, реже плагиоклаз-пироксен порфиновые, с мелкими миндалинами, vyplненными хлоритом. Вкрапленники клинопироксена частично хлоритизированы, размером от 0.4 до 2 мм, их количество варьирует от 3–5 % до 25–30 %. Основная масса тонкокристаллическая амфибол-пироксен-плагиоклазового состава с примесью хлоритизированного стекла.

Туфы базальтов литокластические псаммито-псефитовые, характеризуются наличием обломков вишне-вых и темно-зеленых базальтов неправильной формы размером от первых мм до 4–7 см. Цемент туфов пелловый крипнокристаллический зеленовато-серого цвета, хлоритизированный и карбонатизированный. Иногда присутствуют кристаллокласты плагиоклаза размером 0,4–1 мм.

Туфы дацитов псаммитовые кристалло-литокластические. Преобладают обломки плагиоклаз-порфиновых дацитов (до 80 %) угловатой и слабооплавленной формы. В меньшем количестве присутствуют обломки серицитизированного и карбонатизированного плагиоклаза (до 10 %). Размер пирокластического материала 0,2–2,5 мм. Цемент туфов пленочный глинистый, глинисто-карбонатный с примесью тонкоchешуйчатого хлорита.

Туфы риодацитов массивные кристалло-литокластические, обладают алевро-псаммитовой и псаммито-мелкопсефитовой структурами. Размер угловатых обломков плагиоклаз-порфиновых риодацитов варьирует от 0.1 до 2.0 мм, редко до 5.0 мм. Основная масса риодацитов полнокристаллическая тонкозернистая микроаплитовая серицит-кварц-плагиоклазового состава. Вкрапленники плагиоклаза размером 0.2–1.0 мм составляют до 40 % объема породы, вкрапленники кварца единичные. Цемент туфов пленочный серицит-глинистый.

Субвулканические образования представлены штоком долеритов горы «Случайная», расположенным на водоразделе рек Бедреп–Уксунай и прорывающим карбонатно-терригенные отложения веберовской свиты верхнего ордовика. Долериты зеленовато-серые тонко- и мелкозернистые с офитовой структурой, переходной к габбровой. Содержание плагиоклаза 60–70 %, клинопироксена 30–40 %, Зерна сосюритизированного плагиоклаза размером от 0.2 до 2.0 мм идиоморфные таблитчатой формы, мелкие зерна – полуидиоморфные и ксеноморфные. Отдельные крупные зерна плагиоклаза включают пойкилитовый клинопироксен. Клинопироксен частично хлоритизирован, размер зерен до 2 мм, иногда с пойкилитовыми включениями плагиоклаза и рудного. Встречаются кварцсодержащие разности долеритов, зерна кварца (2–5 %) размером 0,1–0,4 мм, обычно в виде скоплений до 0.8 мм. В южной части массива встречаются двупироксеновые долериты, содержащие 50 % плагиоклаза, 25 % клинопироксена и 20 % ортопироксена. Аксессуарные минералы представлены магнетитом (1–2 %), титаномангнетитом, замещенным лейкоксеном (1–2 %) и единичными зернами апатита.

Магматические образования оселкинского комплекса представляют контрастно-дифференцированную известково-щелочную серию пород. Основные породы метаглиноземистые (ASI 0.85–0.86), магнезиальные (mg# 59–63) с натриевым типом щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1,93\text{--}6,31$), умеренными содержаниями $\text{TiO}_2 = 0.77\text{--}1.21$ % и $\text{P}_2\text{O}_5 = 0.13\text{--}0.24$ %. Туфы риолитов и дацитов плюмазитовые (ASI 1.23–1.99) и высокожелезистые

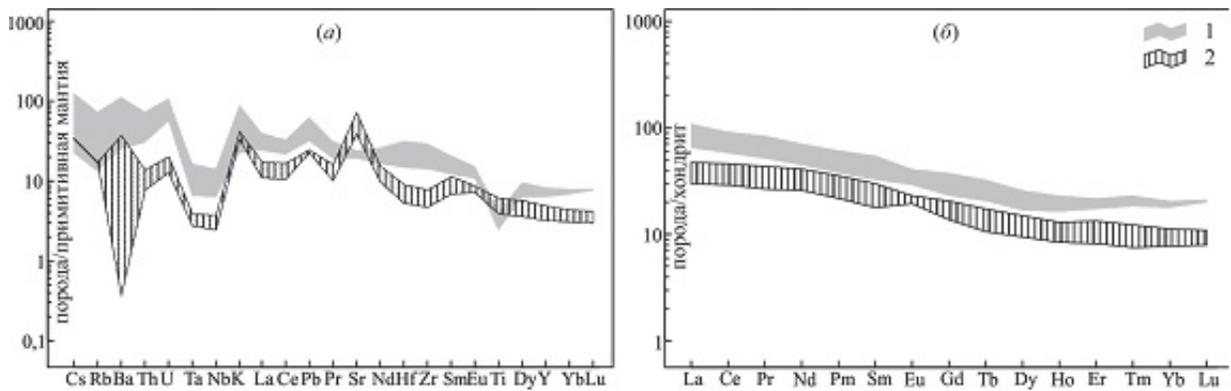


Рис. 1. Мультиэлементные диаграммы для оселкинского комплекса:
1 – туфы риодацитов и дацитов (4 пробы); 2 – долериты г. Случайная (2 пробы).

(mg# 31–40). На рис. 1 проявлена конформность графиков распределения редких и редкоземельных элементов в кислых и основных породах при более высоких содержаниях в кислых. Базиты отличаются более высоким содержанием Sr, разнонаправленным поведением Ba и отсутствием отрицательной аномалии Ti, но хорошо проявлены отрицательные аномалии Ta и Nb, характерные для субдукционного магматизма. В туфах с повышенным содержанием K_2O до 2.6 %, увеличивается содержание Ga 28.6 и Zr 307 г/т, что характерно для внутрипитного магматизма. В распределении РЗЭ (Σ РЗЭ 52,2–82,6 г/т в долеритах, 101–158 г/т в кислых породах) отсутствует Eu-минимум ($Eu/Eu^* 0.92-1.22$) и слабо проявлена фракционированность РЗЭ (отношение $(La/Yb)_N 3,6-3,9$ в долеритах до 3,3–5,0 в туфах) (рис. 1, б).

U-Pb методом (SHRIMP II) были датированы долериты горы Случайная. Цирконы из долеритов коричневатые, прозрачные, идиоморфные и субидиоморфные призматические кристаллы и их обломки. Длина зерен 76–191 мкм, коэффициент удлинения 1.1–2.5. В КЛ свечение слабое и умеренное, зерна с точками 4.1, 3.1, 2.1 и 8.1 – со следами тонкой, 9.1, 6.1 – грубой, 7.1, 8.1, 6.1, 5.1, 4.1 – со следами секториальной зональности. Содержание U = 913–4180 г/т, Th = 988–11023 г/т, Th/U = 1.07–2.72. Приведенные характеристики свойственны циркону из основных пород, поэтому конкордантный возраст 444 ± 3 млн лет принимается как время кристаллизации долеритов.

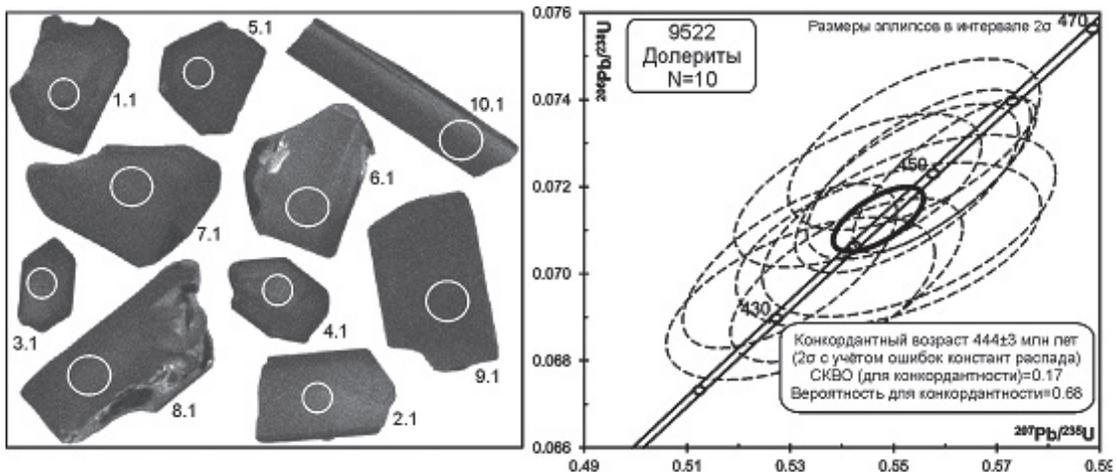


Рис. 2. Катодоллюминесцентные (КЛ) изображения цирконов с точками измерений (белые окружности) и U-Pb возраст долеритов г. Случайная (аналитик Лепехина Е.Н., ЦИИ ВСЕГЕИ).

Умеренно высокие положительные величины $\epsilon_{Nd}(T)$ (см. таблицу) дают основание предполагать для базальтоидов матийный источник с позднерифейским модельным возрастом протолита. Судя по высокому отношению $La/Nb = 4.45-4.57$ источник вероятно находился в литосферной мантии. Сочетание геохимиче-

Изотопный состав самария и неодима в долеритах массива гора Случайная

№ проб	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$ млрд лет	$T_{\text{Nd}}(\text{DM-2St})$ млрд. лет
8114	4,52	18,97	0,1440	0,512759	+5,4	0,86	0,75
9522	2,79	11,64	0,1451	0,512731	+5,1	0,90	0,77

ских особенностей, характерных как для субдукционного, так и для рифтогенного магматизма, позволяет в качестве геодинамической обстановки формирования оселкинского риолит-базальтового комплекса рассматривать энсиалический задуговый бассейн. По обогащенности Th относительно Nb, базальтоиды относятся к А-типу тыловодужных базальтов [2] и характеризуются добавкой субдукционного или корового компонента. Следует отметить, что в Горном Алтае близкий возраст имеют палингенные гранитоиды Курайского хребта: массивы Куркурекский (444 ± 10 млн лет) [3] и Кысхыштубекский (445 ± 8 млн лет) [4], формирование которых связано с термально-купольными структурами, возникшими под влиянием залегающих глубже интрузий базитовой магмы, вероятно аналогичных интрузии долеритов горы Случайная.

Литература

1. Бабин Г. А., Гусев Н. И., Юрьев А. А. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист N-45 (Новокузнецк). Объяснительная записка. СПб.: Картофабрика ВСЕГЕИ. 2007. 665 с.
2. Saccani E. A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics // *Geoscience Frontiers*. 2015. V. 6. N 4. P. 481–501.
3. Гусев Н.И. Метаморфические комплексы Горного Алтая: вещественный состав и геохронология. Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publ. 2013. 71 с.
4. Cai K., Sun M., Xiao W. et al. Zircon U-Pb geochronology and Hf isotopic composition of granitoids in Russian Altai Mountain, Central Asian Orogenic Belt // *Amer. J. Sci.* 2014. V. 314. P. 580–612.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В КУЗБАССЕ (МЕЗОЗОЙ)

Гутак Я.М.

*Сибирский государственный индустриальный университет, г. Новокузнецк,
gutakjaroslav@yandex.ru*

1. В среднем-позднем палеозое территория современного Кузбасса представляла собой краевой прогиб в зоне перехода каледонских структур обрамления Сибирского кратона (Кузнецкий Алатау) к Томь-Колыванской подвижной зоне [1]. Преобладающим типом тектонических деформаций в это время следует считать левосторонние сдвиги в осевой части Кузнецкого Алатау. Их появление следует связывать с вращением Сибирской платформы, возникновением соответствующих полей напряжений и связанных с ними дизъюнктивных деформаций. Эта система (край кратона, краевой прогиб, подвижная область) существует на протяжении всего позднего палеозоя. В пермское время в Томь-Колыванской зоне происходит складчатость и орогенез. Возникшее (а позже полностью уничтоженное эрозией) горное сооружение служит источником поступления материала в угленосную молассу краевого прогиба [2].

2. Тектонические события начала мезозоя (триас) ознаменованы расколом структуры краевого прогиба и трапповым вулканизмом. Линии нарушений практически перпендикулярны направлениям дислокаций в Кузнецком Алатау и их с известной долей условности можно трактовать как разломы трансформного типа.

3. Тектонические события юрского времени определяются перемещением в зону сочленения краевого прогиба и Томь-Колывани Салаирского террейна. При этом использовались разломы триасового периода. Салаирский террейн – первоначально сдвиг с крутыми близкими к вертикальным углами падения разломов ограничителей. В юрское время он перемещается в горизонтальном направлении на северо-восток. Это отчетливо видно по характерной дугообразной форме линии сочленения Салаира и Кузбасса. Салаирский аллохтон мог быть оторван от отложений Чарышско-Теректинской зоны Горного Алтая, граничащей через сдвиг с Рудным Алтаем. В пользу такой корреляции свидетельствует полиметаллическая специализация Салаирского аллохтона и близость строения девонского разреза разрезу девона Курья-Акимовской депрессии, где разрез девонских отложений заканчивается живетскими отложениями [3]. Теоретическая амплитуда перемещения Салаирского аллохтона в горизонтальном направлении в зависимости от географического положения автохтона около 300 км. Согласно геофизическим моделям зоны сочленения Салаира и Кузбасса, мощность Салаирской пластины оценивается в 5–6 км. По этой причине Салаир давил на структуры Кузбасса всей мощностью террейна, и первоначальный сдвиг не трансформировался в надвиг. Перед фронтальной частью аллохтона в угленосных отложениях перми Кузнецкого краевого прогиба накапливались избыточные сдавливающие напряжения, разрядка которых происходила через формирование серии клиновидных в разрезе разрывов параллельных фронту террейна. При этом угленосные отложения Кузбасса выдавливаются в вертикальном направлении, а иногда, при обратном направлении падения главного сместителя, даже накрывают отложения Салаирского аллохтона. Подобный пример был зафиксирован севернее г. Киселевска, где карбонатные отложения турнейского яруса нижнего карбона Кузбасса в виде небольшого изолированного тектонического клиппа накрывают отложения сафононской свиты живетского яруса Салаирского террейна (возраст отложений подтвержден находками окаменелостей). Время тектонического события оценивается как нижняя-средняя юра, согласно возрасту пород, формирующих Тутуяскую, Центральную и Доронинскую впадины, вдоль фаса Салаира. Внедрение Салаирского террейна имело исключительное значение для преобразования углей Кузбасса, поскольку обеспечило создание избыточных давлений необходимых для их метаморфизма. Именно в присалаирской части Кузбасса и Горловском бассейне сосредоточены угли наибольших степеней метаморфизма. Раздел Салаира и Кузбасса сохраняет избыточное давление и до настоящего времени (это зона повышенной сейсмической активности). Данный факт нужно учитывать при процессе угледобычи, поскольку интенсификация последней может способствовать разрядке напряжений в виде техногенных землетрясений, что уже имело место 19 июля 2013 г.

В ранне-среднемеловое время происходит надвигание структур Томь-Колыванской складчатой зоны на Кузбасс и Салаир. Соответствующий тектонический элемент известен под названиями «Томский надвиг» и «Томско-Каменский надвиг». Он достаточно хорошо изучен буровыми работами в северо-восточной части Кузбасса (район г. Анжеро-Судженск) [4]. Это нарушение (серия нарушений) отвечает термину надвиг – падение сместителя в сторону Томь-Колыванской складчатой области под углами 20–40°. Разлом заложен по линии раздела позднепалеозойского Кузнецкого краевого прогиба и синхронных структур Томь-Колыванской склад-

чатой области. По этому нарушению структуры Томь-Колывани надвинуты на Кузнецкий прогиб на расстояние не менее 15 км. Своим происхождением надвиг обязан горизонтальному смещению Западно-Сибирской плиты в сторону Кузбасса и Салаира. Первичная геологическая структура Салаирского террейна этим давлением была «сломана» и сдвинута в юго-восточном направлении, что отчетливо видно на всех известных геологических картах региона. Весь Салаирский блок был отодвинут на юго-запад, а в зоне его сочленения с Горной Шорией образовался приразломный осадочный прогиб, выполненный континентальными отложениями раннего-среднего мела (Неня-Чумышская впадина). В современном рельефе северной части Кузбасса Томский надвиг не выражен, что позволяет утверждать об отсутствии новейших тектонических подвижек по его сместителю.

Литература

1. Гутак Я.М. Антонова В.А. Корреляция средне-верхнедевонских отложений севера Кузбасса и Томь-Колыванской области // Геосферные исследования. 2017. № 2. С. 68–76.
2. Жимулев Ф.И. Гиллесни Дж., Глорие С., Ветров Е.В., Борискина В.И., Караковский Е.А., Де Граве Й. Возраст питающих провинций Горловского передового прогиба: результаты датирования детритовых цирконов из песчаников балахонской серии // Геосферные исследования. 2017. № 2. С. 33–48.
3. Тимкин В.И., Перегоедов Л.Г., Антонова В.А., Дубатов В.Н., Кульков Н.П. Новые данные по геологическому строению среднедевонского вулканогенно-осадочного комплекса Новофирсовского рудного поля северо-запада Горного Алтая (юг Западной Сибири) // Девонские наземные и морские обстановки: от континента к шельфу (проект 499 МПГК/ международная комиссия по страт. девона): Материалы Междунар. конф. Новосибирск, 25 июля – 9 авг. 2005 г. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2005. С. 131–133.
4. Юзвический А.З. Условия формирования структур северо-восточной части Кузнецкого бассейна (опыт палеотектонического анализа). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1970. 96 с.

ТИПИЗАЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ТЕРРЕЙНОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА

Дегтярев К.Е.¹, Якубчук А.С.¹, Третьяков А.А.¹, Котов А.Б.¹, Ковач В.П.²

*¹Геологический институт РАН, г. Москва
degtkir@mail.ru*

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

В западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса, включающей палеозойды Казахстана, Тянь-Шаня и северо-западного Китая, докембрийские террейны занимают около 50 % площади, остальная часть этой территории сложена ювенильными нижнепалеозойскими, преимущественно островодужными и аккреционными комплексами. Средне-верхнепалеозойские образования, перекрывающие все более древние комплексы, представлены континентальными вулканогенно-осадочными толщами и гранитоидами, формирование которых происходило в пределах окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов Андского типа.

В пределах Казахстана докембрийские террейны располагаются на западе и юге, откуда прослеживаются на Тянь-Шань, северо-западный Китай и далее через южную Монголию до границы с Циркум-Тихоокеанским поясом. В строении большинства докембрийских террейнов этого региона выделяются неметаморфизованный эдиакарско-нижнепалеозойский терригенно-карбонатный чехол и фундамент, сложенный разнообразными в разной степени метаморфизованными комплексами, которые ранее относились в основном к палео-, мезо-, низам неопротерозоя и частично к архею.

В последние несколько лет были получены новые прецизионные данные о возрастах докембрийских комплексов Казахстана, Тянь-Шаня и северо-западного Китая, что позволило доказать широкое распространение мезо- и неопротерозойских стратифицированных образований и гранитоидов и крайне ограниченное присутствие раннего докембрия.

Особенности состава большинства мезо- и неопротерозойских магматических комплексов, среди которых преобладают риолитовые и риолит-базальтовые вулканические серии и анорогенные гранитоиды, свидетельствует об их формировании во внутриплитных обстановках в основном за счет переработки раннедокембрийской континентальной коры. Надсубдукционные вулканогенно-осадочные и плутонические комплексы в этой части пояса развиты очень ограничено и, как правило, приурочены к краевым частям некоторых докембрийских террейнов. Среди докембрийских комплексов западной части пояса полностью отсутствуют мезо- и неопротерозойские образования, которые можно сопоставить с комплексами энсиматических дуг, офиолитов и аккреционных призм, подобных широко распространенным на востоке Центрально-Азиатского пояса.

Несмотря на многие общие черты, докембрийские террейны Казахстана, Тянь-Шаня и северо-западного Китая различаются по возрасту магматических и осадочных комплексов и особенностям их соотношений друг с другом, что позволяют разделить террейны этого региона на две группы: Исседонскую (северо-восточную) и Улуту-Моюнкусскую (юго-западную), которые в течение мезо- и неопротерозоя имели различную тектономагматическую эволюцию.

Исседонская группа объединяет террейны Северного Казахстана, Актау-Илийский, Иссыккульский и Центрально-Тяньшаньский северо-западного Китая. Наиболее характерной особенностью этих террейнов является широко проявленный мезопротерозойский гранитоидный магматизм. Гранитоиды раннего мезопротерозоя (1410–1450 млн лет) относятся к надсубдукционным и установлены только на востоке Центрально-Тяньшаньского террейна северо-западного Китая. Более широко распространены внутриплитные граниты, риолит-базальтовые и риолитовые вулканические серии позднего мезопротерозоя (1050–1150 млн лет), которые выявлены в Кокчетавском, Степняк-Ишкеольмесском и Иссыкульском террейнах. Самые древние достоверно установленные образования в террейнах этой группы представлены разнообразными гнейсово-сланцевыми метаосадочными толщами, формирование которых происходило при участии раннедокембрийских сиалических источников.

В пределах террейнов Исседонской группы широко распространены мощные (более 1000 м) кварцито-сланцевые толщи, формирование которых начинается примерно на рубеже мезо- и неопротерозоя (1000 млн лет) и продолжается на протяжении около 100 млн лет. Накопление кварцито-сланцевых толщ происходило в условиях накопления платформенного чехла в обстановках регрессирующего бассейна при широком распространении фаций подводных дельт и прибрежного мелководья. Источниками обломочного материала в основ-

ном являлись мезопротерозойские комплексы, широко распространенные в пределах террейнов рассматриваемой группы, при меньшем значении раннедокембрийских источников.

Неопротерозойский этап эволюции террейнов этой группы начинается с формирования риолит-гранитных ассоциаций и внедрения крупных плутонов гранитоидов раннего неопротерозоя (870–930 млн лет). Для кислых вулканитов и гранитов Актау-Илийского террейна предполагается их формирование во внутриплитных обстановках, а для большей части гранитоидов Центрально-Тяньшаньского террейна северо-западного Китая – в пределах энсиалической островной дуги. К этому временному интервалу, вероятно, относятся и надсубдукционные вулканогено-осадочные комплексы, развитые на небольших участках в краевых частях террейной Северного Казахстана.

В позднем неопротерозое в пределах террейнов Исседонской группы происходит накопление терригенных, терригенно-карбонатных и карбонатных толщ. В восточной части Актау-Илийского и в Центрально-Тяньшаньском террейнах очень локально развиты внутриплитные габброиды и габбро-диориты, щелочные гранитоиды и контрастные вулканоплутонические ассоциации позднего неопротерозоя (780 и 730–750 млн лет).

Улутау-Моюнкуская группа объединяет Улутау-Сарыджазский, Каратау-Таласский, Чуйско-Кендыктасский и Жельтавский террейны.

Наиболее древними здесь являются раннедокембрийские комплексы, которые выявлены в пределах Улутау-Сарыджазского и Жельтавского террейнов. Эти образования представлены как метаосадочными породами (гнейсами, кристаллическими сланцами, мраморами), так и метаморфизованными гранитоидами. Среди последних, вероятно, присутствуют породы нескольких поколений. Наиболее достоверно могут быть выделены граниты с возрастными датами около 1800–1850 и 2300 млн лет.

Мезопротерозойские и раннепротерозойские комплексы террейнов этой группы, вероятно, сложены различными осадочными породами, однако их возраст пока достоверно не установлен. Эти образования известны в пределах Чуйско-Кендыктасского и Улутау-Сарыджазского террейнов, где представлены различными сланцами, кварцитами, известняками и доломитами, в том числе строматолитовыми.

К неопротерозою, вероятно, относятся надсубдукционные комплексы (аралбайская, карсакпайская и белутинская серии), развитые на относительно небольшом участке в пределах Улутау-Сарыджазского террейна.

Наиболее распространенными в террейнах Улутау-Моюнкусской группы являются образования позднего неопротерозоя, среди которых преобладают вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи кислого или риолит-базальтового состава и гранитоиды, в основном имеющие внутриплитное происхождение. Оценки возраста этих комплексов, полученные различными методами, охватывают значительный временной интервал от 850 до 750 млн лет. При дальнейшем изучении можно ожидать выявления нескольких дискретных эпизодов магматизма. Изотопные данные указывают, что источниками кислых вулканитов и гранитоидов во всех террейнов являлись раннедокембрийские сиалические комплексы.

В Каратау-Таласском террейне аналогами вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ позднего неопротерозоя являлись флишоидные и более мелководные терригенные и туфогено-терригенные толщи с примесью кислой пирокластике. Источниками их обломочного материала также являлись в основном раннедокембрийские комплексы.

Докембрийская эволюция террейнов Улутау-Моюнкусской группы завершается формированием сложно построенного вулканогенно-осадочного комплекса позднего криогения-эдиакария возраста, которому предшествовало внедрение интрузивов щелочных сиенитов. Характерной чертой этого комплекса, наиболее полно представленного в пределах Улутау-Сарыджазского террейна, является присутствие тиллитов на двух стратиграфических уровнях.

Террейны Улутау-Моюнкусской группы по составу, строению и возрасту докембрийских комплексов имеют много общих черт с одновозрастными образованиями северной части Таримского кратона и, вероятно, в течение этого времени входили в его состав.

Террейны Исседонской группы в мезопротерозое и раннем неопротерозое могли входить в орогена, который располагался между Сибирским, Северо-Китайским кратонами и Лаврентией, и был полностью переработан в ходе последующей эволюции.

Работа выполнена за счет средств Российского научного фонда, проект 14-27-00058.

ИСТОЧНИКИ ДОКЕМБРИЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАЗАХСТАНА И ТЯНЬ-ШАНЯ

Дегтярев К.Е.¹, Третьяков А.А.¹, Котов А.Б.², Ковач В.П.²

*¹Геологический институт РАН, г. Москва
degtkir@mail.ru*

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

В западной части Центрально-Азиатского пояса, включающей складчатые сооружения Казахстана, Тянь-Шаня и северо-западного Китая, докембрийские образования слагают крупные террейны, разделенные узкими зонами, сложенными раннепалеозойскими, островодужными и аккреционными комплексами. Наиболее крупными докембрийскими террейнами являются Кокчетавский в Северном Казахстане, Улутауский и Актау-Илийский в Центральном, Иссыкульский в Киргизском Тянь-Шане и террейн Китайского Центрального Тянь-Шаня в северо-западном Китае. Геологические и геохронологические исследования докембрийских комплексов этого региона, проведенные в последние 10 лет, позволили существенно изменить представления о его тектонической эволюции в докембрии. Было установлено, что различные докембрийские террейныобладают многими общими чертами.

1. В пределах большинства докембрийских террейнов могут быть выделены эдиакарско-раннепалеозойские терригенно-карбонатные и кремнисто-терригенные комплексы чехла, которые перекрывают в различной степени метаморфизованные протерозойские образования.

2. В строении докембрийских террейнов резко преобладают мезо- и неопротерозойские магматические и осадочные комплексы, в то время как раннедокембрийские образования распространены крайне незначительно.

3. Мезо- и неопротерозойские магматические комплексы представлены в основном риолитами и риолит-базальтовыми вулканическими сериями, а также анорогенными гранитоидами, формирование которых происходило во внутриплитной обстановке.

4. Позднедокембрийские надсубдукционные осадочные и магматические комплексы занимают небольшие площади и обычно приурочены к краевым частям докембрийских террейнов.

5. Мезо- и неопротерозойские комплексы энсиматических островных дуг, спрединговых центров и аккреционных призм, широко распространенные на востоке Центрально-Азиатского пояса, в рассматриваемом регионе не выявлены.

Однако террейны обладают рядом отличий, которые позволяют разделить их на две группы: Исседонскую (северо-восточную) и Улутау-Моюнкусскую (юго-западную), различавшиеся тектономагматической эволюцией в позднем докембрии

Для террейнов Исседонской группы характерно широкое распространение поздне-палеопротерозойских и раннемезопротерозойских гнейсовых комплексов, мезопротерозойских гранитоиднов, риолитовых и риолит-базальтовых толщ, присутствие мощных раннепротерозойских кварцито-сланцевых крайне мелководных толщ, содержащих рутил-цирконовые палеороссыпи, для некоторых террейнов типичен гранитоидный и риолитовый магматизм раннего неопротерозоя.

Террейны Улутау-Моюнкусской характеризуются присутствием раннедокембрийских метаморфических комплексов и гранитоидов и широким проявлением позднепротерозойского гранитоидного, риолитового и риолит-базальтового магматизма.

Анализ полученных данных о возрастах магматических комплексов докембрийских террейнов западной части Центрально-Азиатского пояса позволяет выделить в их эволюции четыре этапа гранитоидного, риолитового и риолит-базальтового магматизма:

- 1) палеопротерозойский – 2300 и 1850 млн лет (Нарынско-Сарыджазский и Жельтауский террейны)
- 2) мезопротерозойский – 1450–1400 и 1180–1050 млн лет (террейны Китайского Центрально-Тянь-Шаня, Кокчетавский, Ишкеольмесский и Иссык-Кульский).
- 3) раннепротерозойский – 925–880 млн лет (террейны Китайского Центрально-Тянь-Шаня и Актау-Илийский).
- 4) позднепротерозойский – 820–720 млн лет (Улутауский, Карату-таласский, Чуйско-Кендыктасский, Нарынско-Сарыджазский террейны).

Было проведено изучение изотопного состава неодама разновозрастных докембрийских магматических комплексов западной части Центрально-Азиатского пояса, что позволяет судить об источниках их вещества и соотношении в них ювенильных и древних коровых комплексов.

Палеопротерозойские гранитоиды, развитые очень локально в южном Казахстане и на востоке Киргизского Тянь-Шаня характеризуются отрицательными значениями $\epsilon\text{Nd}(t)$ и модельными возрастными 2300-2500 млрд. лет, а их изотопная эволюция близка в неоархейским и палеопротерозойским гранитоидам и гнейсам Таримского кратона.

Для мезопротерозойских риолитов и гранитоидов, широко распространенных в пределах террейнов Исседонской группы, характерен значительный диапазон значений $\epsilon\text{Nd}(t)$ и модельные возрасты 1800-2600 млн. лет. Изотопная эволюция части этих гранитов и риолитов близка к вмещающим метаосадочным метаморфическим комплексам.

Раннепротерозойские граниты и риолиты, также типичные для террейнов Исседонской группы, характеризуется отрицательными значениями $\epsilon\text{Nd}(t)$ и модельными возрастными 1700-2300 млн лет.

Позднепротерозойские риолитовые и риолит-базальтовые толщи и гранитоиды широко представлены в пределах террейнов Улутау-Моюнкусской группы.

Среди пород этого возраста выделяются две группы, имеющие сильно отличающиеся значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ и модельные возрасты 2200-2500 и 1300-2000 млн. лет.

Полученные данные об изотопный состав неодама докембрийских гранитов и риолитов всех террейнов западной части Центрально-Азиатского пояса позволяют сделать следующие выводы:

1. Изотопные составы неодама палеопротерозойских гранитоидов Южного Казахстана и Восточной части Киргизского Тянь-Шаня указывают на то, что их возможным источником являлись неоархейские и палеопротерозойские коровые породы, сходные таковыми на Таримском кратоне.

2. Позднедокембрийские (мезо- и неопротерозойские) породы кислого состава имеют широкие вариации изотопного состава Nd в диапазоне от +1,5 до -15 единиц ϵ , что может быть связано со смешанным характером их источника, в котором преобладают раннедокембрийские коровые породы с добавками внутрипритного ювенильного материала.

3. Наибольшие различия имеют позднепротерозойские риолиты и граниты, которые могут быть разделены на две группы: а) с низкими значениями $\epsilon\text{Nd}(t)$ (-12; -15), где источником являются раннедокембрийские (2.2-2.5 млрд лет) коровые породы; б) с более высокими значениями $\epsilon\text{Nd}(t)$ (+1.2; -5.5), где в источнике значительную роль играют ювенильные внутплитные компоненты.

Таким образом, суммируя все данные об изотопно-геохимических особенностях докембрийских магматических комплексов западной части Центрально-Азиатского пояса, можно утверждать, что в позднем докембрии преобладающими являлись процессы переработки раннедокембрийской континентальной коры, в то время как доказательств ювенильного корообразования не выявлено.

Работа выполнена за счет средств Российского научного фонда, проект 14-27-00058.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ АПОГРАНИТОВ УЧАСТКА ЧЕРНАЯ СОПКА (ИРТЫШСКАЯ ЗОНА)

Джес Е.Н.¹, Дьячков Б.А.², Маслов В.И.¹

¹ТОО «ГРК «Топаз», г. Усть-Каменогорск, Республика Казахстан

²ТОО «Алтайский Геолого-Экологический институт»

Калба-Нарымская зона – это главная редкометалльная структура Восточного Казахстана, в которой сосредоточены многие месторождения и рудопроявления пегматитового (Ta, Nb, Be, Li и др.), грейзеново-кварцевожильного и кварцево-жильного (Sn, W) типов [1]. В настоящее время эти объекты законсервированы. Одним из возможных резервов укрепления сырьевой базы редких металлов является оценка нового «внепегматитового типа» Li-Sn-Ta оруденения, связанного с альбитизированными и грейзенизированными гранитами (объекты Карасу, Мало-Черновинский, Ново-Ахмировском, Караузек и др.). К этому же типу относятся рудоносные граниты на участке Черная Сопка, рассматриваемый в данной статье.

Преимущество данного участка заключается в близком расположении к инфраструктуре г. Усть-Каменогорска, что в дальнейшем облегчит эксплуатацию. Участок расположен в Иртышской зоне смятия, разделяющей структуры Калба-Нарымской тектонической зоны и Рудного Алтая. Представлен небольшим Черногорским гранитным массивом северо-западного простирания, контролируемым зоной регионального разлома [2].

Интрузия условно триасового комплекса внедрилась в кыстав-курчумскую (D_2) и такырскую (D_3) свиты, прорывает габброиды раннего нижнекаменноугольного комплекса (C_1). Кыстав-курчумская свита представлена серицит-хлорит-альбит-кварцевыми сланцами по алевролитам, серицито-глинистыми серыми алевропелитами, глинистыми и углисто-глинистыми алевролитами. Такырская свита сложена темно-серыми, черными углеродисто-глинистыми алевролитами, алевропелитами и пелитами.

Нижнекаменноугольный интрузивный комплекс (C_1) формирует Прииртышский габброидный пояс. Интрузивы представлены линзами, редко изометричными телами, дайками долеритов, габбродолеритов, габбро. Они образуют редкие массивы, протяженностью от десятков метров до 1.5–2 км, при ширине от первых метров до нескольких сот метров [3].

Нижнетриасовый интрузивный комплекс ($T_1?$) представлен Черногорским массивом, который сложен средне- и крупнозернистыми порфиroidными биотитовыми гранитами (I фаза), мелкозернистыми и мелко-среднезернистыми биотитовыми гранитами (II фаза) и аплитовидными гранитами (III фаза), среди гранитов, часто наблюдаются жилы аплитовидных лейкогранитов мощностью до 0.3 м, зачастую сложной ветвящейся формы. В порфиroidных биотитовых гранитах отмечаются линзы и жилкообразные тела слюdistых (кварц-слюdistых) метасоматитов.

Минеральный состав варьирует в широких пределах, %: кварц (15–25), калиевый полевой шпат (25–60), плагиоклаз (35–40), биотит (1–15), мусковит (0/2–2), флюорит (до 2), апатит, ортит и циркон (до 1). Были просмотрены шлифы на оптическом микроскопе (OLYMPUS GX51). Граниты I и II фазы сложены неправильными зернами кварца, призматическим плагиоклазом и слюдой (биотит и мусковит) (рис. 1, а). Плагиоклаз

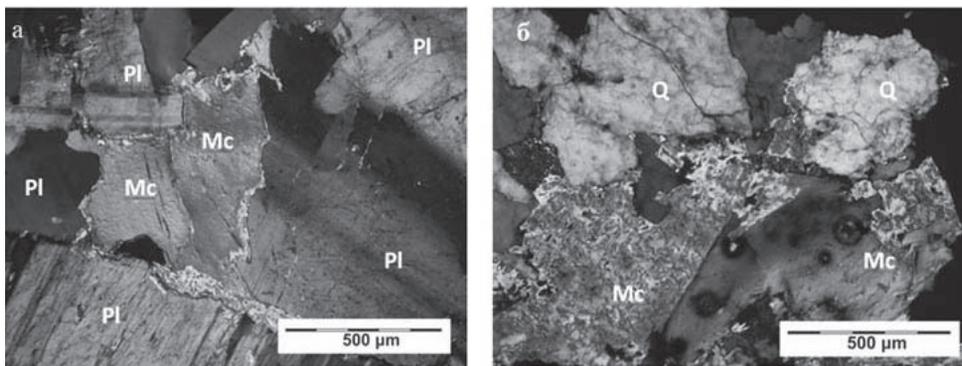


Рис. 1. Фото шлифов, николи скрещены:

а – граниты I фазы; б – слюdistый метасоматит. Микровключения минералов: Q – кварц, Mc – слюда, Pl – плагиоклаз.

Содержание редких элементов в гранитоидах и метасоматитах (ppm)

Порода	Ta	Nb	Y	Zr	Sr	Li	Rb	Cs	Sn	W	Ti
Граниты I фазы	3,11	24,17	37,49	69,54	24,43	345,6	492,2	19,97	20,15	0,53	2012
Граниты II фазы	15,06	55,11	25,88	71,74	98,44	269,9	596,0	21,94	18,69	19,28	1356
Кварц-сланцистые метасоматиты	5,87	24,17	50,40	1217,4	122,28	1955,0	1229,9	207,20	76,11	7,02	6599

представлен олигоклазом, образует зерна с включениями флюорита и ксенотима, сильно испещрен пневматолитовыми слюдами. Плаггиоклаз представлен альбитом. В слюдистом метасоматите наблюдается развитие литиевой слюды по плаггиоклазу и кварцу (рис. 1, б). В литиевой слюде – многочисленные микровключения (0.01–0.03 мм) кристаллов циркона и вокруг более крупных (до 0.15 мм) образований монацита, ксенотима и ортита, вокруг которого наблюдаются плеохроичные оболочки. Плеохроичные дворики образуются также около включений циркона. В шлифах слюдистого метасоматита широко проявлена грейзенизация.

В меланократовых грейзеноподобных слюдистых метасоматитах методом пламенной фотометрии установлено максимальное содержание Li_2O (0.66 %) и Rb_2O 0.22–0.41 %, связанное с литиеносными слюдами. Авторы определили, что высокие содержания лития и рубидия связаны с литиевой слюдой, представленной протолитинитом и циннвальдитом по результатам фазового анализа минералов, произведённого в лаборатории «ИРГЕТАС» на рентгеновском дифрактометре PANanalytical XPert PRO, г. Усть-Каменогорск, аналитик А.В. Джес.

Авторами проводилось дополнительное изучение порфириовидных биотитовых гранитов I, II фазы и слюдистых метасоматитов (см. таблицу) с выполнением масс-спектрометрических анализов ICP-MS Agilent 7500сх с индуктивно связанной плазмой, определяющий 73 элемента с высокой чувствительностью в лаборатории «ИРГЕТАС» ВКГТУ, г. Усть-Каменогорск, аналитик С. Н. Полежаев.

Анализы выполнялись методом растровой электронной микроскопии (РЭМ) JSM-6390 LV в лаборатории «ИРГЕТАС» ВКГТУ, г. Усть-Каменогорск, аналитик А. Садибеков.

По результатам РЭМ устанавливается, что среднезернистые биотитовые граниты I и II фазы содержат микровключения редкоземельных минералов (бастнезит, ксенотим, монацит, торит), а также в них фиксируются микровключения циркона, касситерита и ильменита. Основная матрица сложена ортоклазом, кварцем, биотитом и кальцитом. Наблюдаются зерна ксенотима сферической формы размером первые десятки мкм.

В слюдистом метасоматите фиксируется основная масса, сложенная большей частью протолитинитом и циннвальдитом, меньшей – кварцем и альбитом (рис. 2). В породе наблюдаются микровключения циркона, монацита, ксенотима и ортита. Редкометалльные минералы развивались не только по литиевым слюдам, но также по кварцу и альбиту, соответствует рис. 2, а. Единичные зерна ксенотима достигают первые сотни мкм прямоугольной формы. На рисунке 2, б видно, как циркон неправильной формы фиксируется в циннвальдите и частично замещает монацит.



Рис. 2. Микровключения минералов в слюдистом метасоматите.

В результате изучения всего материала участок Черная Сопка следует отнести к альбитит-грейзеновому типу. Фотографии шлифов на оптическом и растровом электронном микроскопах, показывают, что в метасоматитах проявлена в большей степени грейзенизация по сравнению с альбитизацией. Именно в таких породах выявлены литиеносные слюды, редкометалльные и редкоземельные минералы (монацит, циркон, ксенотим, ортит, флюорит, касситерит, танталит-колумбит, ильменит, торит, ферриторит). Подчеркивается **Li-Rb геохимическая специализация** измененных гранитов с максимальным повышением **Zr, Ti, Sr, Cs**. **Содержание редких земель** невысокое в порфиroidных биотитовых гранитах. Самой перспективной породой является слюдястый метасоматит, так как в ней содержится около 50 % редкометалльных минералов по результатам рентгеновской дифрактометрии. Из этого всего можно сделать вывод, что участок Черная Сопка относится к перспективным объектам нетрадиционного типа на обнаружение редкометалльного оруденения (Li, Rb, Ta, Nb, Zr, Sn, Y, Sr, Cs) и рекомендуется к дальнейшей оценке.

Литература

1. Дьячков Б.А. Генетические типы редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса. Усть-Каменогорск, ВКГТУ, 2012. 130 с.
2. Джес Е.Н., Дьячков Б.А., Маслов В.И. О нетрадиционных типах редкометалльного оруденения Восточного Казахстана // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Материалы IX Всерос. конф. с междунар. участием. Томск, 2017. Вып. 9. С. 140–143.
3. Хромых С.В., Гурова А.В., Изох А.Э., Вишнеvский А.В., Котлер П.Д. Эволюция базитового магматизма Калба-Нарымской зоны Алтайской коллизиионной системы (Восточный Казахстан) // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы IX Всерос. конф. с междунар. участием. Томск, 2017. Вып. 9. 436–440 с.

ПЛЮМОВЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПОПЕРЕЧНЫХ СТРУКТУР
СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ УРАЛЬСКОГО ОРОГЕНА

Душин В.А.

*Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург
SNIGE.dep@ursmu.ru*

В строении Уральского орогена, начиная с сороковых годов прошлого столетия, в трудах многих крупных геологов (В.П. Горский, Ю.Е. Молдованцев, Н.П. Херасков и др.) указывалось на наличие поперечной тектонической зональности в его сложении. Последняя особенно ярко проявилась на Уральском Севере и обусловлена как считал В.П. Горский “влиянием северо-западных и субширотных структур эпибайкальского фундамента, сохранивших некоторую подвижность на протяжении палеозоя, мезозоя и кайнозоя” [1]. Наличие поперечной зональности также установлено и в геофизических полях В пределах сопрягающихся блоков Урала поперечные структуры выражены по разному, но практически везде их ограничения обусловлены проявлением тектонических нарушений глубинного характера сопровождаемых сменой формаций и складчатых структур докембрия и палеозоя в. В этой связи современный тектонический облик Урала во многом определялся развитием мезозойской блоковой тектоники, наложенной на палеозойские и более древние геологические структуры. Тектоническая активизация региона явилась следствием ранне-среднемезозойских процессов, протекавших в пределах Западно-Сибирской плиты имевших, по видимому, плюмовую природу (Сибирский суперплюм) и реализованных в интенсивной перестройке земной коры в области сочленения Урала и Западно-Сибирской платформ.

Наиболее крупными поперечными разломами, фиксируемыми на рассматриваемой территории являются системы Приморских, Себета-Хуутинских, Лонготских, Собско-Салехардских, Паерских, Кожимских, Вэраюских Северо-Маньхамбовских и др. дизъюнктивов северо-западного (310–320°) простирания. Данные структуры отчетливо выражены гидросетью, прекрасно дешифрируются и отражаются локальными аномалиями магнитного и гравитационного полей. Это, как правило, значительные по мощности (от первых до сотен метров и даже километров) зоны дробления, брекчирования и расланцевания с зеркалами скольжения и обилием кварц-карбонатных, кварц-сульфидных и монокварцевых жил (мощностью до 2 м). Для них характерны сбросо-сдвиговые и сбросовые деформации и отмечается связь с неотектоническими дислокациями [2]. Примером последних могут служить грабеновые системы оз. Большое Щучье и Малое Щучье, перепад глубин которых колеблется от 700 до 900 м (глубина оз. Щучье 136 м). Большинство из поперечных структур трасируются разновозрастным (пермь-мел) щелочно-кислым (торасовейский, лонготский, поньинский комплексы), толеитовым (ятынский, мусюрский комплексы) и щелочно-базит-ультрабазитовым (яляяхинский, марунский, немзияхинский, осовойский комплексы) внутриплитным магматизмом (см. таблицу). Это, как правило, малые тела изометричной (штоки) либо линейновытянутой (дайки) формы размером от первых метров до десятков метров в поперечнике и прослеженных иногда на расстояние до километра. Исследованиями последних лет установлена приуроченность эндогенного оруденения к вышеперечисленным поперечным структурам импрегнированных разновозрастным мезозойским магматизмом.

Так позднепермско-раннетриассовый этап характеризуется проявлением щелочно-кислого магматизма и связанного с ним оруденения редкометалльно-альбититовой (**Ta-Nb-Th-U**) с **золотом и платиноидами** (месторождения Тайкеуское, Лонготское), кварц-флюоритовой и карбонат-флюоритовой (месторождение Амдерминское), золото-медно-молибден-порфировой (проявление Левдиевское) формаций. Оруденение триас-юрского связано с магматизмом траппового типа (ятынский, мусюрский комплексы), представленных мелкими объектами золото-порфировой (месторождения Петропавловское, Чудное?) формации, а также месторождениями хрусталя, исландского шпата (месторождения Хасаварка, Пелингичей) и агатов (проявление Харбейское - Ягодное). Продуктивность щелочно-базит-ультрабазитового магматизма, относимых к проявлениям мантийного и корово-мантийного типов интересны прежде всего их вероятной алмазоначностью (немзияхинский комплекс). Кроме того, магматизм данного этапа (яляяхинский, марунский комплексы) продуктивен на проявления ртутной, вольфрамово-ртутной (проявления Малотальбейское, Сфинкс), золото-кварц-сульфидной с платиноидами (проявления Пензенгояхинское и др.) и кварц-антимонитовой (рудопроявления Верхнеханмейское, Славкино) формаций [2].

Таблица

Средние химические составы пород (мас.%) мезозойских магматических комплексов Уральского Севера

Оксид	1**	2*	3*	4	5*	6*	7*	8	9
SiO ₂	62,01	73,05	52,61	49,14	46,18	49,72	50,73	53,86	52,37
TiO ₂	0,52	0,11	2,66	1,24	3,92	2,23	1,19	2,11	1,15
Al ₂ O ₃	15,71	14,43	13,06	14,62	12,63	14,58	12,83	12,42	15,61
Na ₂ O	3,31	4,42	3,63	1,94	2,62	2,37	3,83	0,32	3,15
K ₂ O	4,04	4,21	2,63	0,94	0,35	1,93	3,80	4,07	4,52
CaO	4,43	0,71	2,94	6,96	4,52	6,98	6,01	2,22	2,83
P ₂ O ₅	0,25	0,02	0,93	0,34	0,66	0,62	0,31	0,45	0,33
Fe ₂ O ₃	3,37	1,10	5,92	7,92	8,70	7,43	4,45	0,20	8,45
FeO	1,99	0,55	5,26	6,81	6,47	7,04	9,91	12,56	3,12
MnO	0,09	0,04	0,24	0,18	0,27	0,20	2,57	0,11	0,20
MgO	3,26	0,41	4,89	8,47	8,55	5,42	5,68	5,96	6,46
Ппп	0,29	0,69	1,71	2,74	3,57	2,36	2,89	4,90	1,69
Сумма	99,65	99,96	100,30	99,96	100,48	100,16	99,19	99,94	99,95
Кол-во проб	13	7	3	2	3	6	2	2	2

Примечания. Комплексы: 1 – торасовейский (монцосенит), 2 – лонготюганский (лейкограниты), 3 – поньинский (монцодиориты), 4 – мусюрский (долериты), 5 – ятынский (долериты), 6 – яляяхинский (эссексит-долериты), 7 – марунский (лампрофир), 8 – осовейский (брекчия трахитов), 9 – немзяхинский (лампроит). Количественный химический анализ выполнен в лаборатории Уральского государственного горного университета, рентгено-спектральный флуоресцентный анализ выполнен в ИГиГ УрО РАН (*) и ИГ Коми НЦ УрО РАН (**).

Литература

1. Горский В.П., Молдаванцев Ю.Е. Принципы тектонического районирования Урала на основе блокового строения его фундамента // Тез. докл. совещ. по проблемам тектоники. М: Изд-во АН СССР, 1962. С. 47–58.
2. Душин В.А. Магматизм и металлогения структур Уральского Севера // Изв. УГГУ. Вып. 3 (17). 2017. С. 7–16.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ
РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Дьячков Б.А.^{1,2}, Мизерная М.А.¹, Ойцева Т.А.¹, Сапаргалиев Е.М.²,
Кузьмина О.Н.¹, Зимановская Н.А.¹

¹Восточно-Казахстанский государственный технический университет им. Д. Серикбаева,
г. Усть-Каменогорск, Республика Казахстан
bdyachkov@mail.ru

²Алтайский геолого-экологический институт, г. Усть-Каменогорск, Республика Казахстан

Территория Восточного-Казахстана – это уникальный геологический полигон, в котором сосредоточены многие месторождения черных, цветных, благородных, редких металлов и других полезных ископаемых. Исследования являются дальнейшим развитием общей проблемы «Большой Алтай» (геология и металлогении) [1]. С теоретических положений новой глобальной тектоники уточняются закономерности поясового размещения рудоносных структур и главных типов месторождений, сформированных в определенных геодинамических режимах и обстановках – основы прогнозно-металлогенического анализа [1–3].

Геодинамическая модель Большого Алтая (БА) отражает формирование геологических структур в процессе коллизионного сдвигения континентальных окраин Сибирской платформы и Казахстанского микроконтинента и деградации расположенного между ними Иртыш-Зайсанского палеобассейна. Современная структура БА рассматривается как система ранее разобщенных тектонических блоков (террейнов), спаянных в процессе герцинской коллизии, разграниченных глубинными разломами, сутурными зонами и различающихся по геологическому строению и металлогении (Рудноалтайский, Калба-Нарымский и другие) [1, 2].

Рудноалтайский медно-полиметаллический пояс – это крупная рудоносная структура региональной ранговости, сформированная в стержневой части Рудного Алтая в рифтогенной геодинамической обстановке (D_1e-D_3fr), на раздробленной коре Горно-Алтайской окраины. Объединяет крупные промышленные колчеданно-полиметаллические и медно-колчеданные месторождения, продуктивные на Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Pt и редкие элементы (Риддер-Сокольное, Тишинское, Малеевское, Артемьевское, Орловское и др.). Рудоносные зоны четко коррелируются с приподнятостью верхней мантии, метабазальтового слоя, блоков протерозойского и каледонского фундамента [1].

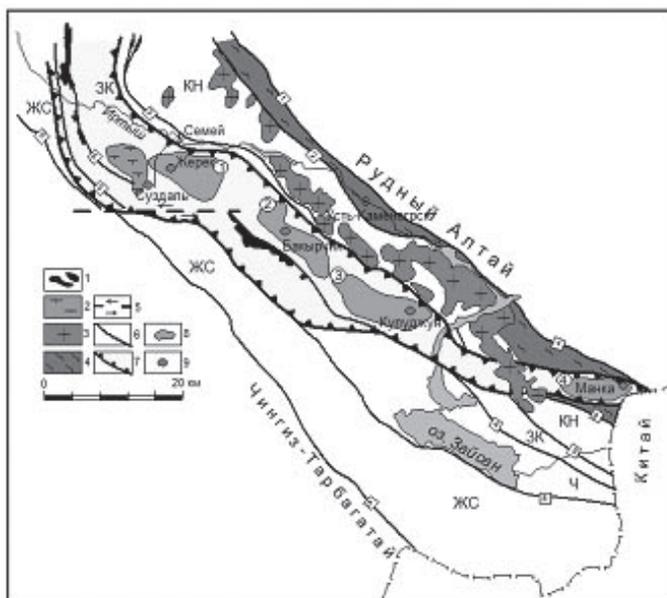
Модель рудообразования отражает генетическую связь вулканогенно-осадочных и гидротермально-метасоматических руд с группой базальт-андезит-риолитовых формаций (D_1e-D_3fr). Критерии прогнозирования определяются региональным развитием девонских рудно-магматических систем рифтогенного типа, приуроченность вулканогенно-рудных центров к палеоподнятиям каледонского фундамента и узлам пересечения разломов, стадийностью рудного процесса и многоэтажностью распределения оруденения на рудных полях и месторождениях. Рудоконтролирующее значение имеют также гидротермально-измененные вмещающие породы (серицитолиты, хлоритолиты, кварцитолиты) и субвулканические порфиры, локализованные во фронтальных частях флюидно-магматических потоков. Устанавливается общая региональная масштабность и высокая продуктивность Рудноалтайского пояса, формирование которого может быть связано с моделью мантийных плюмов [3]. В этой связи перспективы Рудного Алтая еще не исчерпаны [1, 2, 4, 5].

Золоторудные месторождения региона образовались в различных геодинамических режимах и обстановках [1,6]. Собственно золоторудные объекты сформировались в Зайсанской сутурной зоне в процессе коллизии и состыковки континентальных окраин Казахской и Сибирской литосферных плит (C_1-C_3). Рудоконтролирующее значение придается системе диагональных глубинных разломов (Чарско-Горностаевский, Байгузин-Булакский, Западно-Калбинский и Теректинский), активизация которых сопровождалась внедрением гипабиссальных малых интрузий и даек (кунушский комплекс C_3) и поступлением рудоносных флюидопотоков с образованием месторождений. Поисковое значение имеют геотектонические, геолого-структурные, литолого-стратиграфические, магматические и другие факторы контроля золотого оруденения. Уникальное месторождение золота Бакырчик сформировалось в зоне широтного Кызыловского глубинного разлома и имеет значительные резервы прироста запасов. По палеометаллогеническим реконструкциям в пределах Западной Калбы и Южного Алтая прогнозируется крупный Восточно-Казахстанский пояс, перспективный для обнаружения новых золоторудных объектов (см. рисунок).

Главными редкометаллоносными структурами региона являются гранитоидные пояса пермского возраста, сформированные в постколлизионной геодинамической обстановке (Калба-Нарымский, Тигирекско-

Рис. 1. Схема размещения Восточно-Казахстанского золоторудного пояса в структурах Большого Алтая:

1 – офиолиты Чарско-Горностаевского пояса; 2 – Семейтауская вулкано-тектоническая постройка мезозойского возраста; 3 – пермские гранитоиды Калба-Карымского плутона; 4 – Иртышская зона смятия; 5 – сбросо-сдвиг; 6 – границы металлогенических зон, 7 – Восточно-Казахстанского золоторудного пояса и 8 – рудных районов; 9 – золоторудные месторождения. Граничные глубинные разломы (цифры в квадратах): 1 – Иртыш-Маркакольский; 2 – Калба-Нарымский; 3 – Теректинский; 4 – Чарско-Зимунайский; 5 – Байгузин-Булакский; 6 – Чингиз-Саурский. Металлогенические зоны (И – Иртышская, КН – Калба-Нарымская, ЗК – Западно-Калбинская, ЖС – Жарма-Саурская). Рудные районы (цифры в кружках): 1 – Мукурский, 2 – Бакырчикский, 3 – Кулуджунский, 4 – Южно-Алтайский).



Черновинский, Горноалтайский, Акбиик-Акжайляуский и Тлеумбет-Доголанский). Установлена закономерная пространственная приуроченность редкометалльных поясов к тектонически ослабленным зонам в континентальных блоках ЗК повышенной сиаличности. Определены основные закономерности формирования и критерии прогнозирования и ведущих типов пегматитовых месторождений Калба-Нарымской зоны (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn), положительно оценены перспективы Li-Sn-Ta оруденения апогранитного типа.

Жарма-Саурский пояс характеризуется развитием синколлизонных интрузий габбро-диорит-гранодиорит-плагиогранитной серии (C_1 - $C_{2,3}$), продуктивных на медно-никелевое, медно-порфировое и золотое оруденение (Максут, Шор, Кызыл-Каин, Акжал и др.). Здесь прогнозируется обнаружение скрытых и погребенных месторождений на закрытых резервных площадях (Базарский прогиб, Северное Призайсанье и др.).

В Чингиз-Тарбагатае в обстановке океанического рифтогенеза проявлено **Cr-Ni-Co оруденение, связанное** с гипербазитами докембрия в зонах мантийных разломов. Главное колчеданное медно-цинковое оруденение генетически связано с островодужной базальт-андезитовой формацией ($O_{2,3}$). Известные промышленные месторождения (Акбастау, Космурун, Мизек) контролируются Жауыртагинской зоной надвига. В Северном Прибалхашье промышленные медно-порфировые месторождения Актогай и Айдарлы связаны с гранодиоритами Колдарского массива коллизонного типа, возраст которых по новым геохронологическим данным соответствует раннему карбону [7]. В киммерийский цикл в условиях континентального рифтогенеза в регионе сформировались месторождения остаточных кор выветривания нонtronитового профиля (Ni, Co), каолинит-гидрослюдистого (Au) и каолинитового (Ti, Zr). В мезозой-кайнозойском чехле накопились россыпи золота, ильменита и других минералов.

Таким образом, в региональном плане выделяются три наиболее продуктивные рудно-магматические системы: 1) рудноалтайская рифтогенная медно-полиметаллическая ($D_{1,3}$); 2) восточно-казахстанская коллизонная золоторудная (C_2 - C_3) и 3) редкометалльно-редкоземельная постколлизонная (P). Металлогеническая специализация геодинамических обстановок, наряду с детальными структурно-вещественными исследованиями геологических образований, является одним из главных методов прогнозирования и поиска новых месторождений, особенно на недостаточно изученных и закрытых территориях. Важнейшая задача заключается в разработке новых технологий глубинно-геологического прогноза перспективных площадей и рудных объектов.

Литература

1. Щерба Г.Н., Беспяев Х.А., Дьячков Б.А. и др. Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 2. Металлогения. Алматы: РИО ВАК РК, 2000. 400 с.
2. Дьячков Б.А., Ганженко Г. Д., Сапаргалиев Е. М. Геодинамические обстановки формирования рудоносных структур Большого Алтая. Алматы: КазГео, 2016. С. 9–21.
3. Добрецов Н. Л. Основы тектоники и геодинамики. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2011. 492 с.

4. Минералогия Казахстана: Материалы межд. науч.-практ. конф. Алматы, 2017. 300 с.
5. Некоторые рудные провинции Казахстана: Докл. на семинаре-совещании. Алматы, 2013. 150 с.
6. Рафаилович М. С. Золото недр Казахстана: геология, металлогения, прогнозно-поисковые модели. Алматы, 2009. 422 с.
7. Ермолов П. В., Хасен Б. П., Магат Д. К. Центрально-Казахстанская каменноугольная меднорудная провинция: U-Pb, Re-Os, K-Ar возраст и геодинамика // Геология и охрана недр. 2016. № 1(58). С. 5–17.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ИРТЫШСКОЙ ЗОНЫ СМЯТИЯ НА ОСНОВЕ НОВЫХ РАДИОИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ СЕВЕРО-ЗАПАДА СТРУКТУРЫ

Ермолов П.В.¹, Мальченко Е.Г.¹, Мусина Е.В.²

¹Институт проблем комплексного освоения недр ТОО«ИПКОН»,
г. Караганда, Республика Казахстан

²Карагандинский Государственный Технический Университет «КарГТУ», г.Караганда,
Республика Казахстан

Иртышская зона смятия (ИЗС) разделяет структуры Рудно-Алтайской и Иртыш-Зайсанской складчатых систем. Она сформировалась вдоль глубинного Иртышского разлома в процессе длительного многоэтапного тектогенеза. Центральная ее часть сложена кристаллическими сланцами высоких ступеней метаморфизма, включающими тела габбро-диабазов, плагиогранитов, гнейсогранитов, анатектических и инъекционно-метасоматических гранитоидов, по периферии – зеленые сланцы. Вдоль глубинного разлома развиты будины и линзы фрагментов прииртышского офиолитового комплекса.

I. Вязко-пластические деформации. В период 1998-2012 гг. была предпринята попытка [1–4] прояснить время и значение вязко-пластических деформаций для эволюции казахстанской части ИЗС. Опираясь на позднепалеозойские Ar/Ar и U-Pb датировки, авторы выделили в пределах структуры два этапа метаморфизма (282 ± 1 млн лет и 265 ± 2 млн лет). Геодинамику метаморфизма объяснили вязко-пластическими деформациями и левосторонними сдвигами вдоль зоны на 1500 км. Наличие температурного градиента, объясняли воздействием габбро-ультрабазитового пояса в ИЗС. Однако уже тогда прииртышский комплекс считали раннекарбонным, в связи с присутствием гальки пород комплекса в отложениях среднего карбона. После публикаций [5, 6] каледонских датировок U-Pb методом (кембрий – поздний ордовик), стало понятно, что ИЗС испытала ранний-каледонский и два этапа пермского метаморфизма. В 2015 г. Б.А. Натальин убедительно продемонстрировал на реальных обнажениях в ИЗС существование правосторонних сдвигов. Таким образом, пока не изучены правосторонние деформации, оценки масштабов смещений в ИЗС преждевременны. Каледонский этап тектонической эволюции зоны [5–7] предусматривает: формирование в Палеозайсанском океаническом бассейне в трог рифтового типа, разделяющим Казахстанский и Сибирский континенты, осевой горстовой структуры, состоящей из нагромождений аллохтонных метаморфических пластин амфиболит-гранулитового комплекса океанического фундамента. Возраст – ранний кембрий–средний ордовик; обрамление горста такими же метаморфическими пластинами зеленосланцевого комплекса гетерогенного происхождения. Режим – сжатие север-северо-восточного направления, проявление плейчатой складчатости в слабо диагенезированных песчанотуфосланцевых породах. Возраст – силур–ранний девон.

II. Переходные пластично-хрупкие деформации. После относительной консолидации осевой горстовой структуры в условиях продолжающегося сжатия ЮЗ-СВ в ней произошли переходные пластично-хрупкие деформации, усилившие ее консолидацию. Вектор напряжения – север и северо-восток. Сохранены макро-структуры, но инфраструктуры частично или полностью разрушены. В слоях, богатых слюдой доминируют структуры типа *boudinage* or *sausage*. Промежуток времени, отделяющий переходные деформации от пластичных не определен. Возможно, он совпадает с одним из периодов, указанных выше стадий диафтореза.

III. Хрупкие деформации. Ранняя Коллизия. Ранние коллизионные процессы проявились в ИЗС в форме внедрения даек и малых тел, ориентированных в северном и северо-восточном направлениях. По ним произошли малоамплитудные сдвиги, которые на фоне прежней генеральной северо-западной ориентации привели к формированию даек лестничного типа. Большое разнообразие таких сдвиговых деформаций указывает на связь их с дифференцированными подвижками блоков фундамента в условиях подъема всего региона в целом. Этот этап тектонической эволюции мы связываем с ранней коллизией. Можно констатировать, что раннеколлизионные процессы в ИЗС имели место в диапазоне 346–360 млн лет, т. е. в позднем девоне–раннем карбоне.

IV. Проблема Чечекского купола. Гранитогнейсовый Чечекский купол представляет собой тектонический блок в ИЗС, ограниченный с северо-востока и юго-запада разломами, с востока-Суровским массивом габброидов прииртышского комплекса. Купол испещрен трещинами контракции. Литопластины отдельности в центре залегают субгоризонтально. В северо-западной части купола и трещины и литопластины отдельности под углом 25–30° погружаются под юго-западный Иртышский разлом и под Суровский массив. При оценке бурением перспектив Суровского массива на медно-никелевое оруденение [8], установлено на-

легание габброидов на сланцы такырской (D_3-C_1tk) и кыстав-курчумской (D_2kk) свит. Поэтому представления о том, что гнейсы располагались над Суровским массивом и были генетически образованы под термальным воздействием на них пород массива, не соответствуют действительности. Скорее Суровский массив совместно с роговиковой экзоконтактной зоной был тектонически надвинут на Чечекский купол, который в это время (375 ± 2 Ма) уже существовал. Не подтверждается и принадлежность «чечекчитов» к амфиболитовой фации метаморфизма, так как в «чечекчитях» обильно присутствуют биотит и мусковит, при отсутствии калиевого полевого шпата, что является признаком зеленосланцевой фации метаморфизма; гранат в «чечекчитях» представлен низкотемпературной альмандин-спессартиновой фазой, с содержанием пироповой молекулы 2–3 %, что также является признаком зеленосланцевой фации. Авторами Чечекский массив рассматривается в качестве протрузивного купола, корни которого уходят в гнейсовый фундамент Калба-Нарымской зоны и не связаны напрямую с ИЗС.

После проявления раннеколлизийных деформаций ИЗС и Калба-Нарымская зона выступали как единая структура. В Чечекском куполе [Zhang et al., 2012] получены две датировки: 375 ± 2 Ма, близкая к диапазону 346–360 Ма, и 281 ± 4 Ма для заключительной коллизии. Такой же возраст (282 ± 2 Ма) получен по циркону из дискордантных даек, пересекающих единую Восточно-Калбинскую зону в состав которой, мы включаем и ИЗС.

Литература

1. Travin A.V., Ponomarchuk V. A., Ponomareva A.P. et al., Implication of Stepwise Heating and UV Laser Ablation ^{40}Ar - ^{39}Ar and U-Pb Data on the Timing of Ductile Movement in the Irtysh Shear Zone and the Kalbinsky Granite Magmatism (East Kazakhstan) // Miner. Magaz. 1998. V. 62. P. 1535–1536.
2. Travin A.V., Boven A., Plotnikov, A.V., Vladimirov, V.G., Theunissen, K., Vladimirov, A.G., Melnikov, A.I., Titov, A.V. Ar-40/Ar-39 dating of ductile deformations in the Irtysh shear zone, eastern Kazakhstan // Geochem. Intern. 2001. V. 39 (12). P. 1237–1241.
3. Melnikov, A., Delvaux, D., Travin A., Buslov, M., Vladimirov, A., Smirnova, L., Theunissen, K., Late Paleozoic- Early Mesozoic sinistral movement along Irtysh shear zone. NE Kazakhstan // Abstract for the Tectonic Studies Group Annual General Meeting, 1997. Durham, 17–19 September. P. 8–9.
4. Melnikov, A., Travin A., Plotnicov, A., A., Smirnova, L., Theunissen, K. Kinematics and Ar/Ar geochronology of the Irtysh shear zone in NE Kazakhstan. In: Continental Growth in the Phanerozoic: Evidence from East-Central Asia // IJCP-420, First Workshop. 1998. Urumqi, China, 27 July–3th August. P. 30.
5. Briggs S.M., Yin A., Manning C.E. Late Paleozoic tectonic history of the Ertix Fault in the Chinese Altai and its implications for the development of the Central Asia Orogenic System // Grove GSA Bulletin Jile-August 2007. V. 119. N 7/8. P. 944–960.
6. Ермолов П.В., Полянский Н.В. Основные этапы тектонического развития Иртышской зоны смятия по данным изотопного анализа циркона методом ШРИМП // Геология и охрана недр. 2008. № 3 (28). С. 17–24.
7. Glorie, S., De Grave, J., Delvaux, D., Buslov, M.M., Zhimulev, F.I., Vanhaecke, F., Elburg M.A., Van den haute, P., Tectonic history of the Irtysh shear zone (NE Kazakhstan): New constraints from zircon U/Pb dating, apatite fission track dating and paleostress analyses // Journ. of Asian Earth Sci. 2012. V. 45. P. 138–149.
8. Юрченко Е.М. Новые данные о внутреннем строении Таловского Суровского ультрабазит-габброидного массива // Тр. ИГН им. К.И. Сатпаева. Гылым, 1981. Т. 40. С. 114–120

РАННЕДЕВОНСКИЙ ВОЗРАСТ МАРГАНЦЕВОРУДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЖАКСЫКОНСКОЙ СЕРИИ (ДЖЕЗДИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

Иванов А.В.¹, Летникова Е.Ф.¹, Школьник С.И.²,
Летникова А.Ф.³, Прошенкин А.И.¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
ivanov-tunguska@mail.ru

²Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

³Иркутский государственный университет, г. Иркутск

В Центральном Казахстане к терригенно-вулканогенным отложениям позднего девона приурочены месторождения и рудопоявления марганца. Их происхождение связывают с ранними стадиями заложения континентального рифта, где проявлен вулканизм контрастно-дифференцированной формации с щелочными базальтами и риолитами повышенной щелочности. В северо-западной части этой рифтовой структуры располагается Жездинское месторождение марганца (запасы 7–8 млн т). Месторождение приурочено к крыльям небольшой Жездинской антиклинали в пределах Улытауского поднятия. Рудовмещающими являются континентальные отложения средне-верхнедевонской жаксыконской серии, согласно перекрытых морскими карбонатными породами верхнего фамена-нижнего карбона. В основании жаксыконской серии залегают конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, андезитовых порфириты. В разрезе серии выделяют свиты – жездинскую и уйтасскую. Жездинская свита состоит из валунных и крупногалечных конгломератов, гравелитов, вишнево-красных песчаников, алевролитов, аргиллитов, мощность до 1000 м. Уйтасская свита сложена в основном песчаниками с горизонтами гравелитов, конгломератов, мергелей, яшм, редкими базальтами, мощность до 800 м. Возраст этих отложений определен как верхнефранкий [1, 2]. Возраст и генезис этих отложений позволяют проводить их корреляции с рудоносными осадочными породами дайринской свиты, являющейся вмещающей для марганцевым, железомарганцевым, свинцово-цинковых и баритовых руд месторождений Жайрема, Ушкатына и др.

Целью данного исследования является определение возраста отложений жаксыконской серии на основе U-Pb датирования цирконов методом LA ICP-MS. Для этого из матрикса конгломератов в основании серии в районе карьера Жездинского месторождения были выделены цирконы с помощью стандартных тяжелых жидкостей. Внутреннее строение цирконов изучено методом катодолуминесцентной микроскопии в лаборатории Института геологии и минералогии СО РАН. U-Pb изотопные измерения цирконов выполнены А.И.Прошенкиным в ГЕОХИ РАН с использованием ICP-MS спектрометра Element XR (Thermo Finnigan) и такая же лазерной установки UP 213. Для контроля данных в качестве внешнего стандарта для U-Pb датирования использованы цирконы 91500 и GJ-1. Средневзвешенное значение возраста для этих стандартов по ²⁰⁶Pb/²³⁸U, соответственно, 605.3 ± 1.6 млн лет (2σ, СКВО = 0.85, вероятность = 0.64, n=19) и 607.8±2.4 млн лет (2σ, СКВО = 0.74, вероятность = 0.66, n = 9). Для дальнейших рассуждений используются данные возраста с конкордантностью выше 90%. Измерено 60 зерен цирконов, из них 2 значения являются дискордантными и удалены из выборки при оценке возраста отложений жаксыконской серии.

Наиболее представительна популяция цирконов представлена в основном удлиненными зернами без следов транспортировки в зоне седиментации (окатывание) типичными для вулканических пород и имеет осцилляторную магматическую зональность. Это указывает на то, что цирконы этой популяции попали в матрикс конгломератов в результате вулканизма, синхронного с осадконакоплением рудоносных базальных отложений жаксыконской серии. Таким образом, оценка возраста этой популяции цирконов будет прямым указанием на время седиментации отложений этой серии. В результате U-Pb датирования цирконов методом LA ICP-MS было установлено, что популяция этих цирконов (53 зерна) имеет наиболее молодой возраст. Полученные значения варьируют от 400 до 430 млн лет при средневзвешанном значении в 415 млн лет. Одно зерно имеет возраст 487 млн лет. Четыре зерна имеют неопротерозойский возраст (776, 780, 854, 928 млн лет) и одно зерно палеопротерозойский 2.45 млрд лет.

Учитывая синхронность проявления вулканизма и осадконакопления отложений жаксыконской серии на рубеже 400 млн лет, необходимо пересмотреть ее стратиграфическое положение. Полученные данные указывают на ее раннедевонский возраст, а не позднедевонский фаменский возраст, как было раньше. Это не позволяет проводить корреляции отложений жаксыконской серии и дайринской свиты. В таком случае следует отметить, что процессы континентального рифтогенеза и образование небольших месторождений марганца

(Жездинское) начались в северной части Улытауского поднятия раньше, практически на границе силура и девона. В более молодых франских рифтогенных впадинах расположенных южнее, к которым приурочены крупные месторождения марганца, железа, полиметаллов и бария, осадконакопление началось позже с отставанием на 15–20 млн лет.

В результате проведенных исследований проведена оценка возраста осадочно-вулканогенных отложений жаксыконской серии. Их накопление происходило на рубеже 400-430 млн лет в раннем девоне. Это противоречит существующей стратиграфической схеме, где эти отложения имеют позднедевонский (франский) возраст.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 17-05-00819 и в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (проекты 0330–2016–0015).

Литература

1. Шонтаев Д. С., Исаков Ж. Ж. Генезис месторождений марганца Жездинского типа // Молодой ученый. 2016. № 8. С. 460-463.
2. Молошников С.В. Ботриолепиформные антиархи (PISCES, PLACODERMI) девона центрального Казахстана // Палеонтол. журн. 2011. № 3. С. 53–65.

ДЕВОНСКАЯ МИКРОФАУНА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Изох Н.Г.

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск
izokhng@ipgg.sbras.ru*

Наиболее полные разрезы морского девона изучены в Горном и Рудном Алтае, Салаире и окраинах Кузнецкого бассейна. Эти разрезы богато охарактеризованы бентосной и пелагической фауной (брахиоподы, кораллы, трилобиты, остракоды, амmonoидеи, конодонты, радиолярии и остатки рыб [1]. Находки такой фауны как амmonoидеи и конодонты позволяют проводить как региональные, так и глобальные корреляции разнофациальных отложений. Полученные в последние годы данные о находках амmonoидей и конодонтов позволили уточнить стратиграфическую схему девона западной части Алтае-Саянской складчатой области (АССО) [2].

Конодонты считаются космополитной группой, однако выявлено, что их таксономическое разнообразие даже на родовом уровне разное в различных регионах мира. Наибольшее таксономическое разнообразие конодонтов приходится в раннем девоне на эмссский век, в позднем девоне их разнообразие резко увеличивается и на фаменский век приходится пик видообразования [3].

Северо-восточный Салаир является опорным районом для нижнего среднего девона всей АССО [1]. В изученных разрезах Салаира выявлена вся зональная конодонтовая последовательность, установленная для эмсского и эйфельского ярусов [1, 4]. Лохковская ассоциация включает *Caudicriodus*, *Pedavis*, *Pandorinellina*, *Pelekysgnathus*, *Ozarkodina*, *Panderodus* и *Belodella*, среди которых род *Panderodus* составляет 75 %. В этом регионе род *Pandorinellina* встречен по всему нижнему девону. Большое разнообразие конодонтов установлено в эмсском интервале: *Pandorinellina*, *Caudicriodus*, *Latericriodus*, *Ozarkodina*, *Polygnathus*, *Panderodus*, *Pelekysgnathus*, *Vjaloviodus* и *Belodella*. В эйфельской ассоциации преобладают *Polygnathus* и *Icriodus* с редкими *Tortodus*. Раннеживетская ассоциация представлена *Polygnathus* и *Icriodus* [5].

Наиболее широкое распространение имеют позднедевонские конодонты. Богатые в таксономическом плане комплексы конодонтов встречены во фране Рудного Алтая [6, 7]. Здесь установлены *Polygnathus*, *Ancyrodella*, *Mesotaxis*, *Klapperina*, *Icriodus* и *Palmatolepis*. В юго-восточном Горном Алтае франский интервал представлен таксонами родов *Polygnathus*, *Ancyrognathus*, *Icriodus*, *Pelekysgnathus* и *Ancyrodella*, а раннефаменский интервал - только таксонами родов *Polygnathus* и *Icriodus* [8].

Несколько иная картина для верхнего девона наблюдается в разрезах, расположенных на западной, северо-западной и северо-восточной окраинах Кузнецкого бассейна. Конодонтами охарактеризованы только франский интервал, нижняя и верхняя часть фаменского яруса. Во франских отложениях преобладают *Polygnathus* с единичными *Ancyrodella*, *Ancyrognathus*, *Icriodus* [4]. Нижняя часть фаменского яруса (зона *triangularis*) охарактеризована *Icriodus* и *Polygnathus*. Обильные находки конодонтов встречены в основании зоны *serpida*: многочисленные *Polygnathus* и *Palmatolepis*, редкие *Icriodus* и *Ancyrolepis* (*Palmatolepis triangularis* Sannemann, Pa. *quadrantinodosalobata* Sannemann, Pa. *serpida* Sannemann, *Ancyrolepis cruciformis* Ziegler и другие). Средняя часть фаменского яруса конодонтами не охарактеризована. Вероятно, на этот стратиграфический интервал приходится перерыв в осадконакоплении на территории северо-восточной окраины Кузнецкого бассейна. Это зафиксировано по палеонтологическим данным (брахиоподам и конодонтам) в разрезе верхнего девона по р. Яя, в районе бывшего с. Петропавловское [4]. В этом разрезе выявлена последовательность конодонтов, характеризующая франский, низы и самые верхи фаменского яруса (конодонтовые зоны *triangularis* и *praesulcata*). В верхней части разреза по р. Яя, а также в разрезе, расположенном в районе п. Невский, встречены таксоны родов *Polygnathus*, *Icriodus*, and *Siphonodella*, характеризующие низы самой верхней девонской конодонтовой зоны *praesulcata* [9].

Литература

1. Ключевые разрезы девона Рудного Алтая, Салаира и Кузбасса / Бахарев Н.К., Сенников Н.В., Елкин Е.А., Изох Н.Г., Алексеев А.А., Обут О.Т., Родина О.А., Сараев С.В., Батурина Т.П., Киприянова Т.П., Тимохина И.Г., Язиков А.Ю. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2004. 104 с.
2. Бахарев Н.К., Изох Н.Г., Язиков А.Ю. Новые данные и новые проблемы в стратиграфии нижнего и среднего девона Салаира // Материалы III Всероссийского совещания «Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия» (24-28 сентября 2012 г., Санкт-Петербург). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. 37–40
3. Аристов В.А., Лубнина Н.В. Ареалы конодонтов в девоне. Отношение к гипотезе дрейфа континентов // Биосфера-

- экосистема-биота в прошлом Земли: палеобиогеографические аспекты. К 100-летию со дня рождения академика В.В. Меннера. М.: Наука, 2005. С. 91–112.
4. Middle-Upper Devonian and Lower Carboniferous Biostratigraphy of Kuznetsk Basin. Field Excursion Guidebook. International Conference “Biostratigraphy, paleogeography and events in Devonian and Lower Carboniferous” (SDS / IGCP 596 joint field meeting) / Eds. N.K. Bakharev, N.G. Izokh, O.T. Obut, J.A. Talent. (Authors: N.K. Bakharev, N.G. Izokh, A.Yu. Yazikov, et al.). Novosibirsk, July 20 – August 10, 2011. Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2011. 98 p.
 5. Язиков А.Ю., Изох Н.Г., Соболев Е.С. Взаимоотношения акарачкинского, сафонового и керлегешского «горизонтов» среднего девона Салаира // Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири: материалы Первой науч.-практ. конф. Т. 1. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2014. 250–254.
 6. Изох Н.Г., Елкин Е.А., Бахарев Н.К. Раннефранские конодонты Рудного Алтая (Западная Сибирь) // Новости палеонтологии и стратиграфии. Вып. 6–7. Прил. к журн. Геология и геофизика, 2004. Т. 45. С. 89–101.
 7. Изох Н.Г., Обут О.Т., Сенников Н.В., Елкин Е.А. Позднефранские конодонты и радиолярии Рудного Алтая (юг Западной Сибири) // Геобиосферные события и история органического мира. Тезисы докладов LIV сессии Палеонтологического общества при РАН (7-11 апреля 2008 г., Санкт-Петербург). СПб. 2008. 58–60.
 8. Izokh N.G. Biodiversity of Devonian conodonts from the West Siberia // Berichte des Institutes fur Erdwissenschaften Karl-Franzens-Universitat Graz. IGCP 596 Opening Meeting (Graz, 19-24th September 2011): Abstract 2011. V. 16. P. 49–51.
 9. Izokh N.G., Andreeva E.S. Upper Famennian conodonts from Kuznetsk Basin (south of West Siberia) // International Field Symposium “The Devonian and Lower Carboniferous of northern Gondwana”. Abstract book. Ahmed EL Hassani, R. Thomas Bekker & Abdelfatah Tahiri (Eds). In the memory of Dr. Volker Ebbighausen 22nd to 29th March 2013, Rabat. Documents de L’Institut Scientifique. 2013. n 29. 65.

ХРОМИТ КАК ИНДИКАТОР УСЛОВИЙ КОРОВО-МАНТИЙНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ МЕЛАНДИОРИТОВ ЧЕЛЯБИНСКОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Каллистов Г.А., Осипова Т.А.

Институт геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург

Существующие модели образования высокомагнезиальных пород среднего состава, предполагающие различные механизмы взаимодействия мантийного ультрамафического материала с коровыми кремнекислыми расплавами, основаны на петрогеохимических особенностях пород и слагающих их породообразующих минералов, среди которых наиболее важная роль принадлежит реликтовым первично-магматическим темноцветным силикатам [1, 2, 3; и др.]. В высокомагнезиальных меландиоритах, слагающих синплутоническую дайку в позднедевонско–раннекаменноугольных гранодиоритах в Челябинском гранитоидном батолите, они нацело замещены более поздними продуктами их изменения и/или реакции с сосуществующим расплавом, и единственным минералом, представляющим ультрамафитовый источник, является хромит [4, 5]. В настоящем сообщении на основе данных о составе хромита предпринята попытка оценить характер ультрамафитового источника и условия его преобразований, предшествующих началу взаимодействия с кремнекислым расплавом.

В меландиорите Челябинского батолита хромит представлен двумя разновидностями. Первый – преимущественно мелкие субидiomорфные (10–20 мкм) включения в амфиболе; второй, более редкий – крупные (до 200 мкм размером) субизометричные «пористые» зерна. «Поры» внутри зерна хромита выполнены серпентином (антигоритом), который близ краев зерна-хозяина хромита подвергается оталькованию. По составу хромшпинелид приближается к «феррихромиту» – при высоких значениях Cr# (0.58–0.78, Fe²⁺# (0.89–0.98) обеднен MgO (до 2 мас. %), Al₂O₃ (до 7 мас. %) и TiO₂ (0.3–0.7 wt %); постоянно содержит примеси ZnO (до 2 мас. %) и MnO (до 1,5 мас. %). При этом состав мелких зерен, включенных в амфибол, и более крупных «пористых» систематически различается: «пористый» хромит характеризуется более высокой магнезиальностью и хромистостью, более низкими содержаниями Al₂O₃, FeO_{общ}, MnO и ZnO.

Состав обеих разновидностей хромита отвечает не первично-магматическим хромшпинелидам, известным в различных мафит-ультрамафитовых комплексах, а соответствует их метаморфизованным разновидностям, характеризующимся увеличением хромистости и железистости, обеднением Mg, Al, Ni, Ti и привносом Zn и Mn.

Хромиты с «пористой» структурой описаны в многочисленных публикациях в различных мафит-ультрамафитовых комплексах и являются продуктом реакции между хромшпинелидом и оливином или серпентином, в результате которой в восстановительных условиях первичный хромит замещается преимущественно «пористым» высокохромистым богатым Fe²⁺ хромитом, содержащим в «порах» включения хлорита [6, 7 и ссылки в них; и др.]. Присутствие же в «пористом» хромите из челябинского Mg-диорита серпентина, а не хлорита, может быть связано либо с последующим этапом преобразования в окислительных условиях, результатом которого стало замещение хлорита наиболее высокотемпературным серпентином – антигоритом, либо «прямого» образования антигорита в «порах» новообразованного хромита вследствие недостаточного количества глинозема в системе, например, в случае гарцбургитового состава исходного ультрамафитового источника [8, 6]. Присутствие сульфидов железа и никеля в челябинском меландиорите [5] поддерживают предположение о восстановительных условиях образования «пористого» хромита. Частичное оталькование серпентина близ краев зерна «пористого» хромита могло произойти позднее, в результате метасоматической реакции с кислым расплавом при ассимиляции последним хромитсодержащих фаз. Мелкие субидiomорфные зерна хромита, заключенные в амфиболе, по составу близки хромитам ультрамафитов, претерпевшим изменения в более окислительной обстановке в сравнительно малоглубинных условиях [9, 8, 6, 7, 10; и др.]. В целом, составы и строение хромитов из челябинского высокомагнезиального меландиорита позволяют предположить существенную степень серпентинизации и коровые уровни преобразования ультрамафитового источника до его взаимодействия с кремнекислым расплавом, и, соответственно, сравнительно низкую его температуру. Геохимические характеристики высокомагнезиальных диоритов из Челябинского батолита [4, 5] не противоречат такому предположению.

Работа выполнена в рамках темы № 0393-2016-0020 госзадания ИГТ УрО РАН.

Литература

1. Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // *Lithos*. 2005. V. 79. P. 1–24.
2. Qian Q., Hermann J. Formation of High-Mg Diorites through Assimilation of Peridotite by Monzodiorite Magma at Crustal Depths // *Journ. Petrol.*. 2010. V. 57, N 7. P. 1381–1416.
3. Castillo, R.C. Adakite petrogenesis // *Lithos*. 2012. P. 134-135, 304-316.
4. Каллистов Г.А., Осипова Т.А. Геология и геохимия синплутонических даек в Челябинском гранитоидном массиве (Южный Урал) // *Геодинамика и тектонофизика*. 2017. Т. 8, № 2. С. 331–345. Doi.org/10.5800/GT-2017-8-2-0244
5. Каллистов Г.А. Осипова Т.А. Высоко-Mg меланодиориты Челябинского батолита // *Граниты и эволюция Земли: мантия и кора в гранитообразовании. Материалы III Междунар. геол. конф., 28–31 августа 2017 г., Екатеринбург, Россия. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2017. С. 117–118.*
6. Barra F., Gervilla F., Hernandez E., Reich M., Padron-Navarta J.A., Gonzalez-Jimenes J.M. Alteration patterns of chromian spinels from La Cabana peridotite, south-central Chile // *Miner. Petrol.* V. 108. 2014. P. 819–836.
7. Colas V., Gonzalez-Jimenes J.M., Griffin W., L., Fanlo I., Gervilla F., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Kerestedjian T., Proenza J.A. Fingerprints of metamorphism in chromite: New insights from minor and trace elements // *Chemi. Geol.* 2014. V. 389. P. 137–152.
8. Gervilla F., Padron-Navarta J.A., Kerestedjian T., Sergeeva I., Gonzalez-Jimenes J.M., Fanlo I. Formation of ferrian chromite in podiform chromitites from the Golyamo Kamenyane serpentinite, Eastern Rhodopes, SE Bulgaria: A two-stage process // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. V. 164 (4). P. 643–657.
9. Чашухин И.С. О природе хромитового оруденения в дунит-клинопироксенитовых комплексах Урала: следствие из состава хромшпинели // *Ежегодник-2007. Тр. ИГГ УрО РАН. Екатеринбург. 2008. С. 346–352.*
10. Galán G., Enrique P., Butjosa L., Fernández-Roig M. Spinels of Variscan olivine hornblendites related to the Montnegre granitoids revisited (NE Spain): petrogenetic evidence of mafic magma mixing // *Geol. Acta*. V.15, N 4, December 2017. P. 323-336.

ВОЗРАСТЫ И ИСТОЧНИКИ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ КВАРЦИТО-СЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ АКТАУ-МОИНТИНСКОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

Каныгина Н.А.¹, Третьяков А.А.¹, Ковач В.П.², Дегтярев К.Е.¹, Ван К.-Л.³, Котов А.Б.²

¹Геологический институт РАН, г. Москва

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

³Институт наук о Земле, Академия Синика, Тайпей, Тайвань

Одним из крупнейших сиалических массивов Казахстана является Актау-Моинтинский, в строении которого широко распространены кислые вулканиды, гранитоиды и кварцито-сланцевые толщи. Вулканиды и граниты образуют раннепротерозойскую вулканоплутоническую ассоциацию, формирование которой, согласно Sm-Nd данным ($\epsilon_{Nd}(t) = -1.9... -3.5$; $t_{Nd}(DM) = 1.72-1.94$ млрд лет), происходило с участием комплексов палеопротерозойской континентальной коры [1]. Мощные кварцито-сланцевые толщи имеют различные соотношения с кислыми вулканидами. В одних случаях они слагают ядра антиформных структур и перекрываются на крыльях кислыми вулканидами с возрастом 925 ± 9 млн лет [1]. В других случаях кислые вулканиды с возрастом 921 ± 5 млн лет [1] слагают синформные структуры, ядра которых сложены кварцито-сланцевыми толщами, чередующихся на отдельных уровнях с кислыми вулканидами.

С целью определения возрастных соотношений кварцито-сланцевых толщ с неопротерозойскими кислыми вулканидами, а также реконструкции источников сноса нами было проведено U-Th-Pb геохронологические и Hf-изотопные исследования обломочных цирконов из кварцитов, дополненные изотопными Sm-Nd данными по валовым пробам кварцитов.

Для исследований использованы обломочные цирконы из кварцитов и прослоев, обогащенных минералами тяжелой фракции. U-Th-Pb датирование цирконов было произведено методом LA-ICP-MS в Департаменте геологических наук Национального университета Тайваня, Тайпей по методике [2] с использованием 193 нм ArF-эксимерной системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 с ICP масс-спектрометром Agilent 7500. Изучение Lu-Hf изотопно-геохимических характеристик цирконов выполнено в Институте наук о Земле Академии Синика, Тайпей, Тайвань на ICP масс-спектрометре Nu Plasma HR с использованием системы лазерной абляции Photon Machines Analyte G2 по методике [3]. Изотопно-геохимические Sm-Nd исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург) на многоколлекторном масс-спектрометре TRITON TI по методике в [4].

В совокупности было выполнено U-Th-Pb исследование 444 зерен циркона и получено 425 конкордантных оценок возраста.

Конкордантные возрасты детритовых цирконов всех изученных кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива находятся преимущественно в диапазоне 1114–2110, 2280–3005 и 3011–3193 млн лет. Таким образом, источниками сноса для кварцито-сланцевых толщ Актау-Моинтинского массива являлись образования палео- и мезопротерозойских, а также нео- и мезоархейских комплексов. Преобладающие возрастные максимумы составляют 1.22, 1.48, 1.59, 1.76 и 2.50 млрд лет и менее проявлены пики с возрастными 2.68, 2.81, 2.92 и 3.11 млрд лет. Наиболее молодой статистически значимый пик возраста составляет 1.22 млн лет, что определяет нижнюю возрастную границу накопления кварцито-сланцевой толщи Актау-Моинтинского массива. Верхняя возрастная граница согласно полученным данным для вулканидов Алтынсыганской свиты составляет 925 ± 9 млн лет [1, 5]. Таким образом накопление кварцито-сланцевых толщ предшествовало формированию раннепротерозойских кислых вулканидов.

Для 212 магматических зерен циркона была изучена Lu/Hf-изотопная система и рассчитаны величины ϵ_{Hf} и модельные возрасты $t_{Hf}(C)$.

Установлено, что магматические цирконы с возрастными оценками от позднепротерозойских (Staterian) до палеопротерозойских (Rhyasian) характеризуются широкими вариациями значений $\epsilon_{Hf}(T)$ от -10.1 до $+11.4$ и модельными возрастными субстрата $t_{Hf}(C)$ 1.25–2.77 млрд лет. В то время как раннепалеопротерозойские (Siderian) – палеоархейские цирконы имеют значения $\epsilon_{Hf}(t)$ в интервале от -11.3 до $+4.8$ и более древние модельные возрасты $t_{Hf}(C)$ 2.80–3.68 млрд лет. Результаты Sm-Nd изотопно-геохимических исследований пород кварцито-сланцевых разрезов Актау-Моинтинского массива ($\epsilon_{Nd}(t) = -6.2... -2.6$, $t_{Nd}(C) = 2.33-2.03$ млрд лет) свидетельствуют о том, что в области сноса преобладали породы континентальной коры палеопротерозойского возраста (Rhyasian).

Таким образом, магматические цирконы, характеризующиеся положительными значениями $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$, свидетельствуют о присутствии обедненного мантийного материала или переработанного ювенильного, корового происхождения. Другие цирконы, со схожими возрастными оценками имеют отрицательные значения $\epsilon_{\text{Hf}}(t)$, что указывает на древний коровый источник. Присутствие древнего корового материала подтверждают полученные Sm-Nd изотопно-геохимических данные по валовой пробе кварцитов. Формирование магматических комплексов питающей провинции на протяжении мезоархея - раннего палеопротерозоя происходило за счет источников мезо- и палеоархейского возраста. Родоначальные расплавы мезо- и позднего палеопротерозоя формировались за счет плавления неархейских и протерозойских источников.

Можно предполагать, что источниками мезопротерозойских (1200 – 1300 млн. лет) цирконов являлись кислые магматические породы, участвующие в строении Кокчетавского и Северо-Тяньшаньского сиалических массивов [4, 6].

Мезопротерозойские граниты (около 1400 млн лет) Бейшинского массива, имеющие схожие Lu/Hf характеристики, могли также является потенциальными источниками сноса для кварцито-сланцевых толщ [7].

Присутствие обломочных цирконов палеопротерозойского возраста могло быть связано с размывом метаморфизованных гранитоидов с возрастными ≈ 1800 ; ≈ 2200 – 2300 млн лет, которые известны в пределах Жельтавского (юго-западный Казахстан) и Срединно-Тяньшаньского массивов [8, 9].

Комплексы раннего палеопротерозоя и архея на современном в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса эрозионном срезе не обнажены. Данные комплексы либо были полностью эродированы, либо перекрыты более молодыми толщами и слагают погребенный фундамент сиалических массивов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 17–05–00357, 14–05–92000 ННС_a), аналитические работы проведены за счет средств Российского научного фонда (проект № 14–27–00058).

Литература

1. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В. Неопротерозойская анорогенная риолит-гранитная вулcano-плутоническая ассоциация Актау-Моинтинского массива (Центральный Казахстан): возраст, источники и палеотектоническая позиция // Петрология. 2015. Т. 23, № 1. С. 26–49.
2. Chiu H.-Y., Chung S.-L., Wu F.-Y., Liu D., Liang Y.-H., Lin I.-J., Iizuka Y., Xie L.-W., Wang Y., Mei-Fei Chu M.-F. Zircon U-Pb and Hf isotopic constraints from eastern Transhimalayan batholiths on the precollisional magmatic and tectonic evolution in southern Tibet // Tectonophysics. 2009. V. 477. P. 3–19.
3. Griffin, W.L., Wang, X., Jackson, S.E., Pearson, N.J., O'Reilly, S.Y., Xu, X., Zhou, X. Zircon chemistry and magma mixing, SE China: in-situ analysis of Hf isotopes, Tonglu and Pingtan igneous complexes // Lithos. 2002. V. 61. P. 237–269.
4. Kovach V., Degtyarev K., Tretyakov A., Kotov A., Tolmacheva E., Wang K.-L., Chung S.-L., Lee H.-Y., Jahn B.-M. Sources and provenance of the Neoproterozoic placer deposits of the northern Kazakhstan: implication for continental growth of the western Central Asian Orogenic Belt // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 28–43.
5. Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Котов А.Б. и др. Позднедокембрийская вулcano-плутоническая ассоциация Актау-Джунгарского массива (Центральный Казахстан): структурное положение, обоснование возраста, особенности состава // Докл. АН. 2008. Т. 421. С. 515–519.
6. Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Andersen T., Plavsa D., Izmer A., Vanhaecke F., De Grave J. Formation of the Kokchetav subduction-collision zone (northern Kazakhstan): insights from zircon U-Pb and Lu-Hf isotope systematics // Gondwana Research. 2015. V. 27. P. 424–438.
7. He, Z.Y., Klemd, R., Zhang, Z.-M., Zong, K.-Q., Sun, L.-X., Tian, Z.-L., Huang, B.-T. Mesoproterozoic continental arc magmatism and crustal growth in the eastern Central Tianshan Arc Terrane of the southern Central Asian Orogenic Belt: geochronological and geochemical evidence // Lithos. 2015a. V. 236–237. P. 74–89.
8. Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 44–75.
9. Kröner A., Alexeiev D.V., Kovach V.P., Rojas-Agramonte Y., Tretyakov A.A., Mikolaichuk A.V., Xie H., Sobel E.R. Zircon ages, geochemistry and Nd isotopic systematics for the Palaeoproterozoic 2.3 to 1.8 Ga Kuilyu complex, East Kyrgyzstan – the oldest continental basement fragment in the Tianshan orogenic belt // Journ. Asian Earth Sci. 2017. V. 135. P. 122–135.

ТЕПЛОВАЯ И ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА МАНТИЙНЫХ ТЕРМОХИМИЧЕСКИХ ПЛЮМОВ С ГРИБООБРАЗНОЙ ГОЛОВОЙ

Кирдяшкин А.А.^{1,2}, Кирдяшкин А.Г.¹, Гуров В.В., Гладков И.Н.¹, Дистанов В.Э.¹,
Непогодина Ю.М.¹

*Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
aak@igm.nsc.ru*

²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск

Характер прорыва плюма на поверхность зависит от величины критерия Ка (относительной тепловой мощности плюма), показывающего, насколько тепловая мощность, подводимая на подошве плюма, больше тепловой мощности, отдаваемой в окружающую мантию в режиме стационарной теплопроводности. При $1.9 < Ка < 10$ после прорыва расплава из канала плюма на поверхность происходит плавление окружающего корового массива и образуется грибовидная голова плюма, т. е. формируется крупное интрузивное тело (корневой батолит) [1, 2].

При достижении плюмом поверхности интенсивное плавление вдоль нее происходит вследствие того, что тепловая мощность, отводимая от кровли плюма в атмосферу, много меньше тепловой мощности $DN = N - N_{пр1}$, где N – тепловая мощность, передающаяся от подошвы плюма в его канал, $N_{пр1}$ – предельная тепловая мощность, передаваемая каналом плюма окружающей мантии в режиме нестационарной теплопроводности. Грибовидная голова плюма достигает своего наибольшего диаметра, когда тепловая мощность DN становится равной тепловой мощности, передаваемой в атмосферу через коровый массив над кровлей плюма.

Данные лабораторного моделирования позволяют представить тепловую и гидродинамическую структуру термохимического плюма с грибовидной головой.

Канал плюма представляет собой систему конвективных ячеек, разделенных областями сужения, обусловленными интенсивной кристаллизацией расплава [3]. Представлены результаты лабораторного моделирования плюмов с грибовидной головой, выполненного для $Ка = 8.7$ в условиях постоянного значения вязкости и однородного состава расплава в голове плюма. Получены фотографии картин течения и профили скорости течения в расплаве канала и головы плюма. В голове плюма вследствие горизонтального градиента температуры возникают горизонтально расположенные конвективные ячейки, структура которых соответствует структуре течения в горизонтальном слое, толщина которого соизмерима с диаметром канала плюма. Максимальная скорость подъемного потока в канале плюма в 20 раз больше максимальной скорости горизонтального течения в голове плюма.

На основе данных лабораторного моделирования представлена схема термохимического плюма с грибовидной головой, ответственного за образование крупного магматического тела (батолита). Восходящее свободноконвективное течение расплава в голове плюма расположено вдоль оси канала плюма. Крупномасштабные свободноконвективные течения в расплаве головы плюма существуют в условиях горизонтального градиента температуры. Эти течения могут обеспечивать условия для осаждения твердой фазы (тугоплавких минералов) в устойчиво стратифицированной нижней части грибовидной головы плюма в окрестности ее подошвы. При максимальном диаметре головы плюма оценены температуры и скорости течения в расплаве головы плюма.

Расплав головы плюма внедряется в разломных зонах корового слоя над ней под действием сверхлитостатического давления $DP_{ин}$, зависящего от толщины головы плюма l . Его величина $DP_{ин} = 565-790$ бар. Оценки показали, что сверхлитостатическое давление, обусловленное архимедовой силой расплава в канале плюма, много меньше $DP_{ин}$ и им можно пренебречь. Зная из геологических данных площадь головы плюма S и определяя ΔN – разность мощности плюма и предельной мощности, передаваемой им окружающей коре, можно найти толщину корового массива над головой плюма d . С использованием геологических данных, включающих возрастной интервал, объемы магматизма и размеры магматического ареала, оценены параметры некоторых плюмов, создающих грибовидную голову (плюмов Баргузин-Витимской КМП, Хангайского и Хэнтэйского). Толщина d для этих плюмов может быть равной 5.4 – 7.7 км, диаметр каналов плюмов может составлять около 30 км, голов плюмов – 357–437 км.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проект № 0330-2016-0016.

Литература

1. Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Дистанов В.Э., Гладков И.Н. Геодинамические режимы мантийных термохимических плюмов // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 6. С. 1092–1105.
2. Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Гуров В.В. Параметры термохимических плюмов, ответственных за образование батолитов (по результатам экспериментального моделирования) // Геотектоника. 2017. № 4. С. 68–82.
3. Гладков И.Н., Дистанов В.Э., Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Об устойчивости границы раздела расплав–твердое тело на примере устойчивости канала плюма // Изв. РАН. Механика жидкости и газа. 2012. № 4. С. 5–22.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ И ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ АЛМАЗОНОСНЫХ ПЛЮМОВ

Кирдяшкин А.Г.¹, Кирдяшкин А.А.^{1,2}, Дистанов В.Э.¹, Гладков И.Н.¹, Бородин А.В.¹

¹Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
agk@igm.nsc.ru

²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск

Используется относительная тепловая мощность плюма $Ka = N/N_1$, где N – тепловая мощность, передаваемая от подошвы плюма в его канал, N_1 – тепловая мощность, передаваемая каналом плюма окружающему массиву мантии в режиме стационарной теплопроводности. Термохимические мантийные плюмы малой ($Ka < 1.15$) и промежуточной тепловой мощности ($1.15 < Ka < 1.9$) формируются на границе ядро-мантия под кратонами в отсутствие горизонтальных свободноконвективных течений в мантии под ними или при наличии слабых горизонтальных мантийных течений. Термохимические плюмы прорываются на поверхность, когда их относительная тепловая мощность $Ka > 1.15$ [1]. Представлена тепловая и гидродинамическая структура канала плюма, поднимающегося от границы ядро-мантия до уровня, с которого он прорывается на поверхность.

Давление в расплаве под кровлей поднимающегося плюма превышает литостатическое давление пород над кровлей плюма на величину DP . Сила давления на кровлю поднимающегося плюма диаметром d , равная $DP(\pi d^2/4)$, вызывает движение в массиве коры, находящемся над кровлей. Касательное напряжение в массиве над кровлей плюма возрастает с уменьшением высоты массива. Прорыв расплава, образованного плюмом, на поверхность происходит вследствие увеличения касательного напряжения на боковой поверхности цилиндрического массива коры над кровлей плюма до критического значения (предела прочности) $t_{кр}$ по мере уменьшения высоты массива до критической величины $x_{кр}$. При достижении напряжения $t_{кр}$ образуется канал излияния высотой $x_{кр}$.

Объем магматического расплава, излившегося из канала плюма, равен сумме объема расплава, накопившегося у подошвы плюма за время его подъема до уровня $x_{кр}$ и объема расплава, вытесненного из канала плюма при подъеме вещества внешнего ядра в канале. Первый можно определить, используя тепловую мощность и время подъема плюма. Второй можно найти, исходя из высоты подъема вещества внешнего ядра в канале плюма $x_{вн}$, при которой литостатическое давление на границе ядро-мантия уравнивается давлением столба расплава в канале плюма и давлением столба материала внешнего ядра. Для плюмов промежуточной тепловой мощности ($1.15 < Ka < 1.9$) объем излияний может составлять от $1.3 \cdot 10^4$ км³ до $5 \cdot 10^4$ км³. Зная объем излияний и диаметр канала плюма d , можно определить глубину Dx , с которой расплав был вынесен из канала плюма на поверхность. На основании зависимости глубины Dx от диаметра плюма и учитывая глубину $Dx = 150$ км, ниже которой устойчив алмаз [2], можно выделить плюмы, которые будут транспортировать алмазы к поверхности. В том случае, когда $Dx > 150$ км расплав из канала плюма может доставлять алмазы на поверхность. В противоположном случае ($Dx < 150$ км) плюмы не транспортируют алмазы к поверхности.

Проведено лабораторное моделирование структуры течения в области сопряжения канала алмазоносного плюма и канала излияния (трубки взрыва) при отношении $d/d_k = 10.8$ (d – диаметр канала плюма, d_k – канала излияния). Из фотографий картин течения определены профили скорости в области сопряжения каналов. Обнаружена застойная зона в области сопряжения канала плюма с его кровлей. Размеры катетов застойной области $0.23d \times 0.4d$. В лабораторном эксперименте динамическое давление в канале излияния возрастает в $14 \cdot 10^3$ раз по сравнению с таковым в канале плюма. Оценки для алмазоносных плюмов показали, что при отношении $d/d_k = 10 - 30$ ($d = 12 \cdot 10^3$ м [1], $d_k \gg 400 - 1200$ м [например, 3]), динамическое давление в канале излияния (трубке взрыва) возрастает в $10^4 - 8.1 \cdot 10^5$ раз.

Результаты экспериментального моделирования и теоретического анализа указывают на то, что при исследовании процессов излияния расплава необходимо учитывать сверхлитостатическое давление на кровле плюма, равное сумме напора, расходуемого на преодоление трения расплава о стенки канала излияния, и напора, расходуемого на увеличение динамического давления в нем.

Течение расплава по каналу излияния может быть рассмотрено как турбулентное течение в цилиндрическом канале эффективным диаметром d_k и длиной $x_{кр}$, происходящее под действием перепада давления DP . Средняя скорость течения расплава в канале излияния u_k возрастает и время выноса расплава на поверхность t_k с глубины $Dx = 150$ км, начиная с которой алмаз устойчив, уменьшается с увеличением диаметра канала излияния и уменьшением вязкости расплава. Для диаметра канала излияния $d_k = 400$ м и кинематической вязко-

сти расплава в нем $n_k = 0.5 \text{ м}^2/\text{с}$ скорость течения расплава может составлять $u_k = 220 - 440 \text{ м/с}$. Величина касательного напряжения на стенке канала излияния, создающегося вследствие течения расплава в нем, может быть соизмерима с пределом прочности, поэтому может происходить разрушение стенки канала излияния и обогащение расплава твердыми включениями и образование брекчии, агломератов и туфов.

Работа выполнена в рамках государственного задания, проект № 0330-2016-0016.

Литература

1. Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Прорыв мантийных термохимических плюмов промежуточной тепловой мощности на поверхность // Геотектоника, 2016, № 2, с. 78–92.
2. Kennedy C.S., Kennedy G.C. The equilibrium boundary between graphite and diamond // J. Geophys. Res., 1976, v. 81, No 14, p. 2467–2470.
3. Jaques A.L. Kimberlite and lamproite diamond pipes // AGSO J. Aust. Geol. Geophys., 1998, v. 17, No 4, p. 153–162.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОГО АЛТАЯ

Коржнев В.Н.

Алтайский государственный гуманитарно-педагогический университет им. В.М. Шукшина, г. Бийск
viktorkorzhev@mail.ru

На рубеже венда и нижнего кембрия произошло формирование батиметрических ступеней в Горно-Алтайском морском бассейне (с запада на восток): глубоководная океаническая котловина, мелководная окраинная часть океанической котловины с океаническими островами, окраина континента с примитивной островной дугой и задуговым бассейном (см. таблицу).

С этим временем связано заложение вдоль северной окраины Сибирского континента (в палеокоординатах) протяженной зоны субдукции и начало формирования островодужной системы [2]. Одним из важных элементов островной дуги являются островодужные офиолитовые комплексы, которые объединяют вулканические фации примитивной островной дуги [3] и совмещенные с ними протрузии гипербазитов. Ареалы ультрамафитовых тел Восточного Алтая пространственно совмещены с островодужными толеитами и бонинитами. Балхашского вулканического комплекса, объединяющего балхашскую, сарысазскую и садринскую свиты выделяемые в плагиориолит-андезит-базальтовую «формацию» [4], породы которой по петрохимическим характеристикам соответствуют толеитам примитивных островных дуг [5, 6]. В Северо-Восточном Алтае гипербазиты отмечены в Сеглибирской тектонической пластине в тесной ассоциации с низкотитанистыми меланогаббро- и клинопироксенитами, секущими высокотитанистые субщелочные базальты манжерокского комплекса. В Каимском блоке Бийско-Катунской структурно-фациальной зоны к островодужным офиолитам отнесены протрузии Северо-Алтайского гипербазитового пояса, рвущие отложения баратальской, каимской, манжерокской и сарасинской свит.

Характерной для обстановки энзиматической островной дуги является ассоциация с глубоководными океаническими осадками [7]. Материал сероцветной кремнисто-глинистой ассоциации (маралихинская свита) преддугового бассейна относится к обычным пелагическим осадкам, сопоставляемым с предконтинентальными абиссальными сланцево-яшмовыми осадками, формирующимися в прогибах, сопряженных с островодужными поясами [7, 8]. Она также близка гемипелегической однородной сероцветной глинистой толще, наблюдаемой у подножья континентального склона Северной Америки, на подножьях гор Новой Англии, в аккумулятивных телах контуритов внешних хребтов Блейк-Багама и во внешнем хребте Больших Антильских островов [9, 10].

Таблица

Нижнекембрийские ассоциации фаций Горного Алтая (составлена с учетом работ [1–6])

Уйменско-Лебедской задуговым бассейн		Примитивная островная дуга	Бийско-Катунское океаническое поднятие, океанические острова	Ануйско-Чуйский преддуговый бассейн	
Удаленные части бассейна	Склоны островной дуги			Склоны океанических островов	Окраинная океаническая котловина
Ассоциации фаций					
-	-	-	Базальт-кремнисто-глинисто-карбонатная (V-Є ₁) ↓	-	← Сероцветная кремнисто-глинистая (V-Є ₁ ¹) ↓
Флишoidalная граувакковая (меланжево-олистостромовая) (Є ₁) ↓	← Известково-граувакковая (Є ₁) ↓	← Базальтоиды толеитовой и известково-щелочной серии примитивных островных дуг (Є ₁) ↓	← Толеитовых базальтов и трахибазальтов (Є ₁) → ↓ Рифовая (Є ₁) ↓	← Граувакко-сланцевая (Є ₁) ↓ Рифовая (Є ₁) ↓	← Аспидная (Є _{1,2}) ↓

Можно предполагать существование в пределах преддугового бассейна глубоководного желоба. Отмечено, что в складчатых поясах фации желобов не поддаются диагностике, поскольку при орогенезе сливаются с осадочными аккреционными призмами [11]. Глубоководный желоб в условиях низкоскоростных конвергентных границ (менее 4 см в год) в островодужных и окраинно-континентальных системах заполнен осадками мощностью до нескольких километров. Таков, например, желоб у острова Северный (Новая Зеландия), Панамский или южный сегмент Перу-Чилийского. При большой мощности отложений фрагменты осадочных толщ желобов и окраинных океанических котловин могут сохраниться. Глубоководный желоб – единственная зона абиссали, где в придонных слоях проявляются резко восстановительные условия и могут возникать сероцветные и черносланцевые ассоциации фаций [7, 8]. В условиях больших глубин подобные осадки могут образоваться и в океанических котловинах [10]. Аспидная ассоциация чарышской свиты может быть условно сопоставлена с современным комплексом черных глин, своеобразной толщиной черных и зеленовато-серых, обогащенных органическим веществом, преимущественно глинистых пород, распространенная как к западу, так и к востоку от срединно-океанического хребта Атлантического океана, залегающих в интервале глубин 5100–5400 м к северу от Багамской Банки, под континентальной окраиной – 5550–5700 м, в южной части равнины Нейрос – 5760–5900 м [9].

В пределах окраинного моря преддугового бассейна в раннем кембрии существовали океанические вулканические острова. Подводные излияния преобладали. Коэффициент эксплозивности достигал 43. Широкое развитие красноцветности (до 20 % разреза) позволяет предполагать небольшие глубины окраинного морского бассейна. По петрохимическим особенностям манжерокские базальты близки толеитам оснований океанических островов и щелочным базальтам их вершинных частей [12]. По содержанию редких элементов они наиболее близки базальтам Т и Р-MORB [13]. Зеленая окраска базальтов свидетельствует о преобладании подводных условий излияния. Подводные вулканы были трещинного типа. В ряде случаев по наличию опацитовых каемок вокруг кристаллов пироксена в порфириновых базальтах можно предполагать об излиянии лав в наземных условиях. Вулканомиктовые обломочные отложения наблюдаются локально и являются продуктами местного размытия.

За счет разрушения океанических островов, на удалении от них, шло формирование граувакко-сланцевой ассоциации фаций (нижние части сарасинской и сийской свит). Верхние части комплекса толеитовых базальтов и трахибазальтов в пределах склонов океанических островов замещаются рифовой ассоциацией фаций (верхние части сарасинской и сийской свит), перекрывающих граувакко-сланцевую ассоциацию фаций и отдельные части комплекса толеитовых базальтов и трахибазальтов (шашкунарская и чепошская свиты). В современных условиях биогенные карбонатные образования занимают обширные площади в окраинных морях и частично на приостровных террасах и склонах [8].

Судя по экологии найденных в разрезах граувакко-сланцевой ассоциации остатков синезеленых водорослей и губок, прибрежные части океанических островов были весьма мелководными. Незначительная роль грубообломочных пород указывает на то, что рельеф суши был слабо расчлененным и низким. Мелководный характер прилегающего к океаническим островам морского бассейна сохранился после того как их рельеф был выровнен. Экология содержащихся в рифогенных известняках археоциат и трилобитов свидетельствует о нормальной солености морского бассейна. Наличие синезеленых водорослей указывает на зону прибрежного мелководья. Это же подтверждает факт наличия в известняках сифоновых водорослей, которые являются жителями нормального соленого моря с глубиной не более 50 м и приурочены к современным тропическим и субтропическим зонам, что подтверждает реконструкцию по палеомагнитным данным [2]. В пределах преддугового окраинного моря кратковременно существовали рифовые острова, на что указывают прослои обломочных известняков псаммитовой и псефитовой структуры.

С раннекембрийской эпохой связано формирование в восточной части Горного Алтая коры переходного типа, что подтверждается становлением габбродиорит-плагтиогранитной ассоциации Сараккокшинского массива. Одновременно в это время накапливались отложения известково-граувакковой ассоциации фаций с биогермными известняками тырганской свиты и флишоидно-граувакковой с алистолитами известняков ассоциации фаций убинской свиты, межформационные конгломераты которой содержат обильную гальку низкотитанистых и низкокальциевых базальтоидов и плагтиогранитов сарысазского вулканического комплекса. Конец раннего кембрия ознаменовался коллизионными процессами в результате которых был структурно оформлен Бийско-Катунский аллахтон, состоящий из серии покровно-складчатых структур вытянутой и линзовидной формы [6].

Литература

1. Коржнев В.Н. Биостратиграфия позднего докембрия Алтае-Саянской области в разрезах докембрия Горного Алтая // Изв. Алтайского отд-ния Рус. геогр. общества. 2015. Вып. 1 (36). С. 69–75.
2. Казанский А.Ю. Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, 2002. 40 с.
3. Добрецов Н.Л., Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая / Н.Л. Добрецов, В.А. Симонов, М.М. Буслов, С.А. Куренцов // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 3–14.
4. Берзин Н.А., Обновленные схемы межрегиональной корреляции магматических и метаморфических комплексов Алтае-Саянской складчатой области и Енисейского кряжа / Н.А. Берзин, А.Д. Ножкин, В.Л. Хомичев и др. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2007. 280 с.
5. Шокальский С.П., Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской области / С.П. Шокальский, Г.А. Бабин, А.Г. Владимиров, С.М. Борисов и др. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. – 187 с.
6. Кунгурцев Л.В. Тектоническая зональность и история геологического развития северной части Озерно-Кузнецкой мегазоны с позиций тектоники литосферных плит // Результаты региональных геолого-геофизических исследований Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1989. С. 73–85.
7. Попов В.И., Генетическое учение о геологических формациях / В.И. Попов, В.Ю. Запрометов. М.: Недра, 1985. 457 с.
8. Попов В.И., Динамические фации предконтинентальной и океанической ступеней / В.И. Попов, В.Ю. Запрометов, И.О. Мурдмаа – Ташкент: Фан, 1991. – 188 с.
9. Мурдмаа И.О. Геологические формации северо-западной части Атлантического океана. М.: Наука, 1979. 190 с.
10. Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. – 303 с.
11. Язева Р.Г. Осадочные бассейны активных окраин: современные обстановки и их уральские аналоги // Осадочные бассейны Урала и прилегающих регионов: закономерности строения и минерагении. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 98–105.
12. Кунгурцев Л.В. Глубинная структура, тектоническая и металлогеническая зональность северной части Озерно-Кузнецкой мегазоны: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1988. 16 с.
13. Зыбин В.А. Эталон Усть-Семинского комплекса порфировых базальтов и трахибазальтов (Горный Алтай). Новосибирск: СНИИГГиМС. 2006. 278 с.

СОСТАВ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ
ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КОЛЫВАНЬ-ТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ
И СЕВЕРНОГО САЛАИРАКотляров А.В.¹, Жимулев Ф.И.¹, Ветров Е.В.^{1,2}¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
kotlyarov@igm.nsc.ru²Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск

Средне-верхнедевонские вулканические комплексы входят в состав Колывань-Томской складчатой зоны (КТСЗ) и Горловского прогиба и залегают в основании девон-карбонового осадочного чехла западной части Салаира. Палеотектоническая обстановка средне-позднедевонского вулканизма является предметом дискуссии [1, 3–5]. Территория распространения исследованных вулканических комплексов расположена в северо-западной части Алтае-Саянской складчатой области и представляет собой линейную зону северо-восточного простирания в пределах которой девонские отложения КТСЗ надвинуты на раннепалеозойские образования Кузнецкого Алатау и Салаира. Горловский прогиб рассматривается как запрокинутая в юго-восточном направлении грабен-синклиналь, связанная с надвиганием герцинских комплексов КТСЗ на каледониды Салаира. Сопоставление осадочных разрезов указывает на то, что в девоне на месте названных зон существовала единая континентальная окраина. Формирование покровной структуры КТСЗ, прогибание Горловского форландового бассейна и сохранение слабо деформированного девон-карбонового осадочного чехла Салаира на удалении от края каледонского континентального основания, произошло в результате карбон-пермских коллизионных событий.

В области сочленения Салаира и КТСЗ выделяют следующие близкие по возрасту вулканические комплексы: 1. буготакский (буготакско-тогучинский) комплекс (D_2) в составе Колывань-Томской складчатой зоны. 2. укропский комплекс (D_3) Горловского прогиба. 3. сафоновский (соболевско-сафоновский) комплекс (D_2) западного Салаира [1, 5]. С целью определения состава источника и палеотектонической обстановки вулканизма было предпринято изучение петрохимического и редкоэлементного состава девонских вулкаников.

Нами использовались материалы базы данных химических составов и содержания редких элементов в породах стратифицированных и интрузивных образований представленные в объяснительной записке Листа N-44 [1], а также оригинальная информация полученная в ходе обработки коллекции образцов полевых работ 2015–2017 гг. Аналитическая обработка образцов проводилась в Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) и в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, г. Новосибирск.

Петрохимический анализ свидетельствует о том, что средне-верхнедевонские образования буготакского комплекса имеют контрастный состав: наряду с основными и средне-основными породами в нем достаточно широко развиты кислые породы – туфы риолитов, субвулканические интрузии плагиориолитов (альбитофиров) [4, 5]. Среди эффузивных пород преобладают метабазальты и метаандезибазальты, реже метаандезиты. На диаграмме $(Na_2O+K_2O) - SiO_2$ основная часть точек составов пород буготакского комплекса расположена вдоль линии разграничивающей поля пород нормальной и умеренной щелочности, породы нормальной щелочности буготакского комплекса на АФМ диаграмме приурочены к границе толеитовой и известково-щелочной серий. В целом, на вариационных диаграммах Харкера точки составов средне-верхнедевонских вулканогенно-осадочных отложений и комагматичные им субвулканические интрузии Колывань-Томской складчатой зоны, образуют четкие линейные тренды, показывающие единые пути кристаллизационной дифференциации расплавов. При этом с увеличением SiO_2 наблюдается падение титана, алюминия, железа, магния и кальция.

Средне-позднедевонские вулканики сопредельных с КТСЗ районов северного Салаира (укропский, сафоновский комплексы) имеют широкие вариации составов пород. Согласно классификационной диаграмме $(Na_2O+K_2O) - SiO_2$ среди пород укропского комплекса различают базальты, трахибазальты, андезиты, риолиты, реже трахиандезиты и трахидациты. Точки составов сафоновского комплекса располагаются, главным образом, в поле базальтов и андезибазальтов нормальной щелочности и попадают в поле толеитовых серий. Петрохимический состав вулкаников укропского комплекса в целом совпадает с данными по составам пород буготакского комплекса. Породы сафоновского комплекса имеют не большие отличия и характеризуются повышенной глиноземистостью, железистостью и магнезиальностью, умеренной титанистостью, по соотношению кремнезема и калия относятся к низко-калиевому типу.

Геохимические данные. Породы в значительной степени изменены поэтому использовались данные по редким элементам устойчивым при вторичных процессах. По соотношению иттрия и циркония все породы основного состава (содержание SiO_2 от 44,3 до 58,8 %) вулканических комплексов разбиваются в целом на две группы. В первую, с повышенными значениями Y (20,5–38 г/т), входят базальты и андезибазальты буготакского комплекса. Другую группу, с содержаниями Y (11–22 г/т), образуют вулканиды укропского и сафоновского комплексов, при этом независимо от своей принадлежности они имеют широкий разброс значений Zr (30–140 г/т). В целом же, все рассмотренные породы располагаются в поле базальтов задуговых бассейнов.

На диаграмме Nb/Y–Zr/Y, позволяющей различать плюмовые источники вещества и области магматических систем без влияния плюмового источника. Все точки изученных пород основного состава находятся в пределах влияния полей базальтов срединно-океанических хребтов (N-MORB) и базальтов внутриплитных океанических островов (OIB).

На диаграмме Zr/Nb – Nb точки составов располагаются преимущественно в поле базальтов осевой части Красного моря и задугового бассейна Вудларк и приурочены к окончанию тренда эволюции (примитивные базальты типа N-MORB с 0 % «OIB») от обогащенных расплавов типа «OIB». На данном рисунке вулканиды сафоновского комплекса прослеживают тренд с падением ниобия и ростом Zr/Nb от глубинного плюмового источника («OIB») до базальтов с расплавами типа N-MORB, где они тесно ассоциируют с укропским и буготакским вулканическими комплексами.

Спектры редкоземельных элементов (РЗЭ) для андезибазальтов буготакского комплекса имеют наклонный вид с обогащением легкими лантаноидами, совпадающие с характеристиками базальтов задуговых бассейнов и занимают положение ниже реперной линии базальтов типа OIB Гавайских островов. Риолиты буготакского комплекса имеют спектры с обогащением легкими лантаноидами, с выраженным Eu минимумом.

На спайдер-диаграмме спектры андезибазальтов буготакского комплекса комформны друг другу. Наиболее яркими отрицательными пиками микроэлементов на спайдер-диаграмме являются пики Nb и Ti. Сравнения графиков распределения микроэлементов с известными реперами (N-MORB, OIB) показывает полное отсутствие

тождества с ними. Геохимические исследования показали, что по петро- и геохимическим особенностям вулканиды буготакского комплекса, в наибольшей мере соответствуют образованиям задугового бассейна.

Средне-позднедевонские вулканиды сопредельных с КТСЗ районов северного Салаира (укропский, сафоновский комплексы) имеют химический состав, характерный для надсубдукционных образований, что плохо согласуется с представлениями об их рифтогенной природе, которая выглядит наиболее вероятной исходя из геологического положения. По-видимому, химические особенности среднедевонских вулканидов региона отражают не столько палеотектоническую обстановку вулканизма, сколько химизм мантии и коры того блока, на котором они формировались. Каледонская кора Салаира образована ювенильными островодужными системами и подстилается деплетированной мантией, поэтому сформированные на ней девонские вулканиды наследуют геохимические метки надсубдукционной обстановки.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ и Правительства Новосибирской области, проект № 17-45-540758 p-a.

Литература

1. Бабин Г.А., Черных А.И., Головина А.Г., Жигалов С.В., Долгушин С.С., Ветров Е.В., Кораблева Т.В., Бодина Н.А., Светлова Н.А., Федосеев Г.С., Хилько А.П., Епифанов В.А., Лоскутов Ю.И., Лоскутов И.Ю., Михаревич М.В., Пихутин Е.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист N-44-Новосибирск: Объяснительная записка. Санкт-Петербург, 2015. 181 с.
2. Кунгурцев Л.В., Федосеев Г.С., Широких В.А., Оболенский А.А., Сотников В.И., Борисенко А.С., Гимон В.О. Геодинамические комплексы и этапы развития Колывань-Томской складчатой зоны (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 1998, Т. 39, № 1. С. 26–37.
3. Матвеевская А.Л. Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и ее обрамления. М: Наука, 1969. 286 с.
4. Сотников В.И., Федосеев Г.С., Кунгурцев Л.В. и др. (под науч. ред. О.П. Иванова). Геодинамика, магматизм и металлогения Колывань-Томской складчатой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 227 с.

ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ АЛТАЯ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ
НА РУБЕЖЕ РАННЕГО-СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯКрук Н.Н.^{1,2}¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
kruk@igm.nsc.ru²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск

В геологической истории западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) отчетливо выделяются два дискретных этапа, характеризующихся масштабными проявлениями эндогенной активности: ранне- и среднепалеозойский. Первый был связан с эволюцией Палеоазиатского океана, формированием в нем систем внутриокеанических островных дуг и палеоокеанических поднятий и последующим взаимодействием этих периокеанических структур с окраиной Сибирского континента [1]. Второй этап был обусловлен эволюцией Обь-Зайсанского океана и взаимодействием его с окраинами Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов [2].

Возрастной интервал, разделяющий эти два этапа (поздний ордовик - поздний силур) в западной части Алтае-Саянской складчатой области характеризуется минимальными проявлениями эндогенной активности и обычно связывается с режимом пассивной континентальной окраины [3]. Однако в последние годы появляются все больше свидетельств, указывающих на важную роль этого этапа в формировании «тектонического каркаса» региона.

Раннепалеозойский этап эволюции западной части ЦАСП завершился в раннем ордовике причленением к окраине Сибирского континента систем примитивных островных дуг и внутриокеанических поднятий. Эти события сопровождалась деформацией венд-кембрийских геологических комплексов, метаморфизмом повышенных давлений, интенсивным мантийным и коровым магматизмом. Синхронно с этими процессами в западной части ЦАСП были сформированы крупные турбидитовые бассейны, имеющие океаническое основание и выполненные мощными песчано-сланцевыми толщами. Так, на территории Горного Алтая кембро-ордовикские турбидитовые толщи являются фрагментами трех самостоятельных бассейнов: Ануйско-Чуйского, Чарышско-Талицкого и Холзунско-Чуйского [4]. Разрезы этих бассейнов практически идентично по строению и возрасту, а слагающие их породы имеют близкий вещественный состав, что указывает на идентичную обстановку формирования толщ. В то же время перечисленные бассейны имели резко различные источники сноса, что подтверждается возрастом детритовых цирконов и изотопными характеристиками пород [5–7]. Так, песчаники Ануйско-Чуйского блока (восточная часть Горного Алтая) содержат исключительно фанерозойские цирконы и не отличаются по изотопному составу Nd от осадков раннекембрийских островных дуг ($\epsilon_{Nd}t +4.4... +5.4$; $T_{Nd}(DM)-2-st = 0.8-0.9$ Ga). Песчаники Чарышско-Талицкого и, особенно, Холзунско-Чуйского блоков (центральная, западная и южная части Горного Алтая) характеризуются присутствием древних (до позднего архея) детритовых цирконов и менее радиогенным составом неодима ($\epsilon_{Nd}t$ – до -3.6 ; $T_{Nd}(DM)-2-st$ – до 1.5 Ga) [5–7]. Традиционно образования двух последних блоков включались в состав Алтае-Монгольского микроконтинента гондванской группы [3].

Фрагменты трех бассейнов были совмещены в современной структуре Алтая по крупным разломам в начале среднего палеозоя. Возраст гранитоидных интрузий, «запечатывающих» разломные зоны составляет 406–412 млн лет [8].

По мнению [9], совмещение «гондванских» и «сибирских» блоков в современной структуре Алтая было связано с закрытием разделявшего их океанического бассейна и формированием трансрегиональной Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурной зоны. Однако детальный анализ имеющейся информации по геологическим комплексам этой зоны (по крайней мере ее алтайского сегмента) указывает на следующие особенности:

- 1) среди комплексов Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурной зоны неизвестны фрагменты океанической коры с возрастом моложе раннего ордовика;
- 2) в обрамлении «сутурной зоны» неизвестны вулканические комплексы ордовик-силурийского возраста, которые могли бы маркировать наличие активных окраин, сопровождавших закрытие океанического бассейна;
- 3) сама «зона» включает блоки различной природы и возраста, в некоторых случаях более древние, чем обрамляющие ее осадочные бассейны.

Эти факты противоречат интерпретации Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурной зоны как единой геологической структуры, образовавшейся при закрытии океанического бассейна. В то же время в ряде блоков (как в пределах указанной зоны, так и в непосредственной близости от нее) известны метаморфические и магматические комплексы ордовик-силурийского возраста, сформированные в условиях сдвиговых тектонических деформаций [10-12]. Как следствие, вероятнее всего тектоническое совмещение кембро-ордовикских осадочных бассейнов, имевших изначально различные питающие провинции, произошло не в результате закрытия океанического бассейна, а вследствие масштабных сдвиговых перемещений (либо вдоль границы «континент-океан», либо во внутриконтинентальных условиях).

В этой связи требует ревизии предположение о «гондванской» природе осадочных бассейнов Западного и Южного Алтая. Ключевым фактором, свидетельствующим в пользу этой точки зрения, является присутствие в породах цирконов с возрастом 700-900 млн лет, нетипичных для собственно Сибирской платформы, но обычных для некоторых блоков, включаемых в состав Гондваны [13]. Однако, реликты позднерифейских дуг, которые могли быть источником подобных цирконов, известны в Центральной Азии [14-15]. Кроме того, в турбидитах Чарышско-Талицкой зоны зафиксированы цирконы с возрастом 550-480 Ма, имеющие как положительные, так и отрицательные значения ϵ_{Hf}^t [6], что указывает на поступление материала с раннекембрийской дуги Алтаид. Очевидно, что решение этой проблемы требует дальнейших более детальных исследований. Однако имеющиеся на сегодняшний день данные свидетельствуют о том, что эволюция Алтая и сопредельных регионов на рубеже раннего – среднего палеозоя определялась, в первую очередь, наличием сдвиговых деформаций и не сопровождалась закрытием какого-либо океанического бассейна.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГМ СО РАН (проект № 0330-2016-0003) при поддержке Министерства образования и науки РФ (проект № 14.Y26.31.0018).

Литература

1. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1–2. С. 5–27.
2. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1321–1338.
3. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Чанг Э. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 8–28.
4. Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Бабин Г.А., Шокальский С.П., Сенников Н.В., Руднев С.Н., Волкова Н.И., Ковач В.П., Серов П.А. Континентальная кора Горного Алтая: природа и состав протолитов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 431–446.
5. Cai K., Sun M., Buslov M.M., Jahn B-m., Xiao W., Long X., Chen H., Wan B., Chen M., Rubanova E.S., Kulikova A.V., Voytishk E.E., 2016. Crustal nature and origin of the Russian Altai: Implications for the continental evolution and growth of the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) // Tectonophysics. 2016. V. 674. P. 182–194.
6. Chen M., Sun M., Buslov M.M., Cai K., Zhao G., Zheng J., Rubanova E.S., Voytishk E.E. Neoproterozoic-middle Paleozoic tectono-magmatic evolution of the Gorny Altai terrane, northwest of the Central Asian Orogenic Belt: constraints from detrital zircon U–Pb and Hf-isotope studies // Lithos. 2015. V. 233. P. 223–236.
7. Kruk N.N., Kuibida Ya.V., Shokalsky S.P., Kiselev V.I., Gusev N.I. Late Cambrian – Early Ordovician turbidites of the Gorny Altai (Russia): compositions, sources, deposition settings, and tectonic implications // Journ. of Asian Earth Sci. 2017. DOI: j.jseae.2017.07.046.
8. Крук Н.Н. Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геология и геофизика, 2015, т. 56, № 8, с. 1403-1423.
9. Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатор Д., Куликова А.В., Чен Минг, Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек А.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1600–1627.
10. Куйбида Я.В., Крук Н.Н., Гусев Н.И., Владимиров В.Г., Демонтерова Е.И. Геохимия метаморфических пород Курайского блока (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 4. С. 527–548.
11. Крук Н.Н., Волкова Н.И., Куйбида Я.В., Гусев Н.И., Демонтерова Е.И. Природа метаморфических комплексов Горного Алтая // Литосфера. 2013. № 2. С. 20-44.
12. Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.К. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1–2. С. 49–75.
13. Jiang Y., Sun M., Zhao G., Yuan C., Xiao W., Xia X., Long X., Wu F. Precambrian detrital zircons in the Early Paleozoic Chinese Altai: Their provenance and implications for the crustal growth of central Asia // Precambrian Research. 2011. V. 189. P. 140–154.

14. Kuzmichev A.B., Kröner A., Hegner E., Dunyi L., Yusheng W. The Shishkhid ophiolite, northern Mongolia: A key to the reconstruction of a Neoproterozoic island-arc system in central Asia // *Precambrian Research*. 2005. V. 138. P. 125–150.
15. Safonova I., Kotlyarov A., Krivonogov S., Xiao W. Intra-oceanic arcs of the Paleo-Asian Ocean // *Gondwana Research*. 2017. Doi: 10.1016/j.gr.2017.04.005.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КУРАЙСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ЗОНЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Куликова А.В.^{1,2}, Симонов В.А.^{1,2}, Волкова Н.И.¹, Котляров А.В.¹,
Буслов М.М.^{1,2}

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
kotlyarov@igm.nsc.ru

²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск

Метаморфические породы в районе Чаган-Узунского гипербазитового массива, находящегося на юго-востоке Горного Алтая и входящего в состав Курайской аккреционной зоны, отмечены во многих публикациях [1–7; и др.]. В этом регионе они присутствуют в виде отдельных линз или блоков в серпентинитовом меланже, а также в приконтактных частях крупных тектонических пластин. В целом по структурному положению и по минеральному составу в Курайской зоне можно выделить четыре типа метаморфических комплексов: 1) эклогитовый (эклогиты и гранатовые амфиболиты из блоков в серпентинитовом меланже); 2) гранатовые амфиболиты из отдельных тектонических пластин; 3) безгранатовые амфиболиты; 4) Комплекс гранат-клинопироксен-амфиболовых пород.

Петрохимический анализ и данные по редким и редкоземельным элементам свидетельствуют о том, что протолитами для всех изученных метаморфических пород Курайской зоны послужили базальты срединно-океанических хребтов типа N-MORB (реже E-MORB) и в отдельных случаях – эффузивы типа OIB.

Минералогические исследования позволили выяснить особенности условий формирования метаморфических комплексов Курайской зоны.

Изученные породы **эклогитового комплекса** (в основном это гранатовые амфиболиты) по данным микронзондовых анализов содержат **Na-Ca амфиболы (баррузиты) и плагиоклазы с низкими (менее 1 %) значениями анортитового компонента**. Присутствуют гранаты, в составе которых преобладает альмандиновый компонент (до 65 %), а также субкальциевые магнезиальные роговые обманки.

По соотношению (Na+K) – Al IV большинство амфиболов из пород эклогитового комплекса совместно с роговыми обманками из гранатовых амфиболитов формируют единое поле на окончании высокотемпературного тренда метаморфических процессов, отличающееся повышенной щелочностью от амфиболов из безгранатовых амфиболитов и из гранат-клинопироксен-амфиболовых пород, находящихся на высокотемпературном тренде.

Расчеты по минералогическим барометрам на основе составов субкальциевых амфиболов [8, 9] показали широкий интервал давлений (3.4–7.3 кбар). По гранат-амфиболовому термометру [10] температуры процессов были около 600 °С. Таким образом, полученные нами данные по давлениям и температурам для пород из эклогитового комплекса оказались ниже параметров формирования собственно эклогитов Чаган-Узунского массива – 13–14 кбар, 620–700 °С [4], но их максимальные значения близки к давлению и температурам, установленным для регрессивного ряда: эклогиты → гранатовые амфиболиты – 7–8 кбар, 500–600 °С [3, 6, 11].

Комплекс **гранатовых амфиболитов** формирует отдельные тектонические пластины и не имеет прямых связей с эклогитами. Микронзондовые исследования показали, что эти амфиболиты содержат **Na-Ca амфиболы (баррузиты) и реже субкальциевые роговые обманки**, а также плагиоклазы с очень низкими значениями анортитового компонента (менее 1 %) и гранаты с преобладающей ролью альмандина. Составы амфиболов близки к данным по минералам из пород эклогитового комплекса и резко отличаются от амфиболов из безгранатовых амфиболитов и из гранат-клинопироксен-амфиболовых пород Чаган-Узунского массива. Расчеты по барометрам на основе составов амфиболов [8, 9] показали относительно умеренные давления – 3.4–6.4 кбар. Использование гранат-амфиболовых термометров [10, 12] дало возможность оценить температуру метаморфических процессов – 550–610 °С.

Безгранатовые амфиболиты Курайской зоны образуют самостоятельные достаточно масштабные (до 3 км) тела. Исследования составов амфиболов показали, что все они относятся к кальциевым амфиболам (в основном магнезиальные роговые обманки). Плагиоклазы содержат заметные количества анортитового компонента – до 26 %. Расчеты по минералогическим барометрам на основе составов амфиболов [8, 9, 13] показали достаточно высокие параметры (5.2–9 кбар), практически совпадающие с результатами расчетов давлений с помощью этих же барометров (на основе данных по амфиболам из работы [14]) для «метаморфической подошвы» эталонных офиолитов Семайл в Омани – 5.1–8.6 кбар.

Гранат-клинопироксен-амфиболовые породы совместно с плагиогранитными мигматитами образуют в безгранатовых амфиболитах линейные зоны. Сравнение геолого-петрологических характеристик комплекса гранат-клинопироксен-амфиболовых пород с данными по эталонным объектам показало, что подобные ассоциации описаны в составе «метаморфической подошвы» хорошо известных офиолитов Семайл в Омане [14].

Микрозондовые исследования показали, что гранат-клинопироксен-амфиболовые породы содержат кальциевые амфиболы и плагиоклазы (An 14–18 %), близкие по своему составу к минералам безгранатовых амфиболитов, но резко отличающиеся от амфиболов и плагиоклазов из гранатовых амфиболитов, а также из пород эклогитового комплекса. В то же время, данные по составам минералов свидетельствуют о сходстве гранат-клинопироксен-амфиболовых пород Курайской зоны и «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл, Оман.

Расчеты по минералогическим барометрам на основе составов амфиболов [8, 9, 13] показали достаточно высокие параметры (6–8 кбар), попадающие в интервалы давлений, полученные для безгранатовых амфиболитов и «метаморфической подошвы» офиолитов Семайл в Омане. В результате расчетов с помощью амфиболовых термометров [15, 16] установлено, что гранат-клинопироксен-амфиболовые породы Чаган-Узунского массива формировались при температурах до 860–910 °С, **совпадающих с данными для «метаморфической подошвы»** офиолитов Семайл, Оман.

Таким образом, полученные данные и сравнительный анализ с офиолитами Омана свидетельствуют о том, в состав «метаморфической подошвы» Чаган-Узунских офиолитов входят не только безгранатовые амфиболиты, как отмечалось ранее [4], но также и гранат-клинопироксен-амфиболовые породы. Формирование этой «подошвы» происходило при высоких температурах (до 860–910 °С) и давлениях 5.2–9 кбар.

В целом, проведенные исследования показали, что протолитами для всех изученных метаморфических пород Курайской зоны послужили базальты срединно-океанических хребтов (типа N-MORB реже E-MORB) и в отдельных случаях – эффузивы типа OIB. Установлено, что метаморфические процессы преобразования исходных океанических базальтов происходили по двум разным направлениям. Высокобарические комплексы (эклогитовый и гранатовых амфиболитов) формировались при погружении в зону субдукции и экстумации океанической коры. Высокотемпературные комплексы (безгранатовых амфиболитов и гранат-клинопироксен-амфиболовых пород), входящие в состав «метаморфической подошвы», образовались в процессе движения пластины Чаган-Узунских офиолитов.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (проект № 0330-2016-0014) и при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации.

Литература

1. Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Госгеолтехиздат, 1958, 295 с.
2. Лепезин Г.Г. Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1978, 232 с.
3. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Симонов В.А. Ассоциирующие офиолиты, глаукофановые сланцы и эклогиты Горного Алтая // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318, № 2. С. 413–417.
4. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А. Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992, № 12. С. 3–14.
5. Гусев Н.И., Бережная Н.Г., Скублов С.Г., Ларионов А.Н., Падерин И.П. Балтырганский эклогит-амфиболитовый комплекс Горного Алтая: состав, возраст, геохимия циркона // Региональная геология и металлогения. 2012, № 49. С. 60–69.
6. Крук Н.Н., Волкова Н.И., Куйбида Я.В., Гусев Н.И., Демонтерова Е.И. Природа метаморфических комплексов Горного Алтая // Литосфера. 2013, № 2. С. 20–44.
7. Buslov M.M., Bersin N.A., Dobretsov N.L., Simonov V.A. Geology and tectonics of Gorny Altai. Novosibirsk: UIGGM SB RAS, 1993. 122 p.
8. Johnson M.C., Rutherford M.J. Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks // Geology. 1989. V. 17. P. 837–841.
9. Schmidt M.W. Amphibole composition as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1992. V. 110. P. 304–310.
10. Graham C.M., Powell R. A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing, and application to the Pelona Schist, Southern California // J. Metamorf. Geol. 1984. V. 2, N. 1. P. 33–42.
11. Ota T., Buslov M.M., Watanabe T. Metamorphic evolution of the Late Precambrian eclogite and associated metabasites, Gorny Altai, Russia // Intern. Geol. Revi. 2002. V. 44. P. 837–858.
12. Лаврентьева И.В., Перчук Л.Л. Экспериментальное изучение амфибол-гранатового равновесия (бескальциевая система) // Докл. АН СССР. 1989. Т. 306, № 1. С. 173–175.

13. Yavuz F. WinAmphcal: A Windows program for the IMA-04 amphibole classification // *Geochemistry. Geophysics. Geosystems*. 2007. V. 8, N. 1. Q01004, doi:10.1029/2006GC001391.
14. Soret M., Agard P., Dubacq B., Plunder A., Yamato P. Petrological evidence for stepwise accretion of metamorphic soles during subduction infancy (Semail ophiolite, Oman and UAE) // *Journ. of Metamorph. Geol.* 2017. Doi: 10.1111/jmg.12267
15. Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2010. V. 160. P. 45–66.
16. Ridolfi F., Renzulli A. Calcic amphiboles in calc-alkaline and alkaline magmas: thermobarometric and chemometric empirical equations valid up to 1130°C and 2.2 GPa // *Contrib. Miner. Petrol.* 2012. V. 163. P. 877–895.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД В ОФИОЛИТАХ ГОРНОГО АЛТАЯ

Куликова А.В.^{1,3}, Симонов В.А.^{1,3}, Колотилина Т.Б.², Котляров А.В.¹, Буслов М.М.^{1,3}¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
kotlyarov@igm.nsc.ru²Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск³Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск

Ультраосновные породы Горного Алтая исследуются начиная с 30-х годов XX в. [1–7 и др.]. Наибольшее внимание привлекает Чаган-Узунский гипербазитовый массив, в составе которого выделяются пластины перидотитов (преимущественно серпентинизированные гарцбургиты), окруженные зонами серпентинитового меланжа. Присутствуют также будинированные и деформированные дайки габброидов, а также тектонические блоки амфиболитов.

Детально изученные перидотиты Чаган-Узунского массива содержат оливины, ортопироксены, хромшпинелиды и серпентины. Присутствуют амфиболы, развивающиеся по клинопироксенам, реликты которых в шлифах показывают некоторые свойства исходных пироксенов.

Гарцбургиты Чаган-Узунского массива были проанализированы на редкие и редкоземельные элементы методом масс-спектрометрического анализа с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на масс-спектрометре ELEMENT 2 в Институте геохимии СО РАН, г. Иркутск. Составы минералов из ультраосновных пород Чаган-Узунского массива изучены на рентгеновском микроанализаторе Camebax-Micro в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН, г. Новосибирск.

Геохимические данные. По соотношению Ni–Cr перидотиты Чаган-Узунского массива располагаются в области тектонизированных гипербазитов – реститов. Большинство точек их составов приурочено к полю гипербазитов из океанической литосферы в районе трансформного разлома 15°20' в Центральной Атлантике. На диаграмме Ti – Yb практически все данные по гарцбургитам Чаган-Узунского массива приурочены к полю абиссальных перидотитов (представляющих преимущественно структуры срединно-океанических хребтов), показывая умеренные степени частичного плавления (15–22 %) по сравнению с надсубдукционными гипербазитами из современных островных дуг (свыше 25 %).

Данные по соотношениям целого ряда индикаторных редких элементов (Nb, Zr, Th, Hf, Yb) свидетельствуют о принадлежности гарцбургитов Чаган-Узунского массива к абиссальным перидотитам. В то же время спектры редкоземельных элементов (РЗЭ) для этих ультрабазитов обладают U-образными формами (минимумы в средней части), похожими на графики бонинитов и перидотитов Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы. В общем кривые гарцбургитов Чаган-Узунского массива располагаются между абиссальными океаническими перидотитами и островодужными надсубдукционными гипербазитами.

На спайдер-диаграммах спектры гарцбургитов Чаган-Узунского массива обладают в основном U-образными формами (с характерными максимумами стронция в центре), совпадающими с графиками надсубдукционных перидотитов Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы и сходными с бонинитами. При этом гарцбургиты содержат заметно больше компонентов, располагаясь фактически между графиками островодужных перидотитов (с минимумом элементов) и бонинитами.

В целом геохимические исследования показали, что, во-первых, гарцбургиты Чаган-Узунского массива относятся к тектонизированным гипербазитам (реститам) с относительно умеренными степенями частичного плавления (15–22 %), характерными для гипербазитов срединно-океанических хребтов. Во-вторых, по соотношениям индикаторных редких элементов они принадлежат к абиссальным перидотитам. В то же время гарцбургиты обладают U-образными спектрами распределения РЗЭ, аналогичными по форме графикам бонинитов из примитивных островных дуг типа Идзу-Бонинской. Об этом же свидетельствуют спайдер-диаграммы, показывающие сходство гарцбургитов Чаган-Узунского массива с надсубдукционными перидотитами Идзу-Бонин-Марианской островодужной системы.

Составы минералов. Оливины изученных гарцбургитов Чаган-Узунского массива содержат 89.7–90.6 % форстеритового компонента и по этой характеристике соответствуют минералам из ультраосновных пород Срединно-Атлантического хребта, отличаясь от оливинов из ультрабазитов островодужных офиолитов, для которых характерна более высокая магнезиальность – до 93 % Fo.

На диаграммах, показывающих взаимосвязи отдельных химических элементов и форстеритового компонента (MnO, NiO – Fo), видно, что оливины образуют фактически одну компактную группу, находящуюся

ся в основном в поле минералов из ультрабазитов Срединно-Атлантического хребта (район разлома 15°20').

По соотношению $Cr\#-Mg\#$ ортопироксены из гарцбургитов располагаются частично в поле минералов из ультраосновных пород срединно-океанических хребтов, резко отличаясь от пироксенов из островодужных гипербазитов.

На треугольной диаграмме Al-Cr-Fe большая часть хромшпинелидов из гарцбургитов располагается в поле минералов из ультрабазитов срединно-океанических хребтов. Часть данных находится в области перекрестия океанических и островодужных полей.

По соотношению хромистости и магнезиальности хромшпинелиды из ультрабазитов Чаган-Узунского массива кардинально отличаются от хромитов из гипербазитов других офиолитовых ассоциаций Алтае-Саянской складчатой области и Урала прежде всего отсутствием высоких (более 56 %) значений $Cr\#$, которые характерны для минералов из островодужных гипербазитов. При этом хромшпинели из рассмотренных гарцбургитов практически полностью располагаются в поле хромитов из гипербазитов Срединно-Атлантического хребта. В общем, преобладают относительно невысокие значения хромистости изученных хромшпинелидов (33–46 %), что отвечает умеренной степени деплетированности (15–20 %). Такие особенности характерны для гипербазитов из современных разломных зон Срединно-Атлантического хребта – 15°20', Вима, Сант-Поль [8].

В целом данные по хромшпинелидам свидетельствуют о том, что в отличие от гипербазитов из офиолитов Кузнецкого Алатау, Западного Саяна и Полярного Урала, хромиты из которых ($Cr\#$ до 80 % и выше) показывают островодужные характеристики, ультрабазиты Чаган-Узунского массива имеют явно океанические свойства.

Исследования ультрабазитов Чаган-Узунского массива показали широкое распространение амфиболов, заметная часть которых развивается по клинопироксенам. Для гарцбургитов характерны магнезиальные роговые обманки, близкие по своему составу к амфиболам из ультраосновных пород разлома Вима (Срединно-Атлантический хребет). Представительные данные по составам амфиболов послужили основой для расчета давлений метаморфических процессов преобразования ультрабазитов с использованием независимых минералогических барометров [9, 10]. В общем устанавливаются значительные вариации давлений (1.4–5.1 кбар), при которых кристаллизовалась основная масса амфиболов в ходе метаморфизма ультрабазитов Чаган-Узунского массива. По соотношению P кбар – Al IV большинство данных по амфиболам из этих гипербазитов располагается в поле минералов из ультраосновных пород современной океанической литосферы (район разлома Вима в Центральной Атлантике). На основе соотношения $Al_2O_3 - Mg\#$ в составах амфиболов [11] определены температуры метаморфизма ультрабазитов Чаган-Узунского массива. Наиболее высокие температуры (760–820 °С и 700–780 °С), также как и максимальные давления, характерны для наименее измененных гарцбургитов, данные по которым попадают в поле ультраосновных пород литосферы Центральной Атлантики.

В целом проведенные геохимические и минералогические исследования свидетельствуют о том, что гарцбургиты Чаган-Узунского массива являются реститами со степенью частичного плавления 15–20 %, сформировавшимися в условиях срединно-океанического хребта и преобразованными в ходе эволюции палеоокеанических структур под воздействием магматических и метаморфических процессов

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (проект № 0330-2016-0014) и при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации.

Литература

1. Кузнецов В.А. Гипербазитовые пояса Саяно-Алтайской горной системы // Докл. Ан СССР, 1948, т. LX, № 2. с. 269-273.
2. Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Госгеолтехиздат, 1958, 295 с.
3. Боголепов К.А., Яншин А.Л. О современных гипотезах образования и структуре Чаган-Узунского массива в Горном Алтае // Геология и геофизика. 1973. № 8. С. 12–24.
4. Кузнецов П.П., Симонов В.А. Некоторые черты строения Чаганузунского гипербазитового массива (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1976. № 7. С. 102–105.
5. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Куренков С.А. Океанические и островодужные офиолиты Горного Алтая // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 3–14.
6. Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИГТМ СО РАН, 1993. 247 с.
7. Buslov M.M., Berzin N.A., Dobretsov N.L., Simonov V.A. Geology and tectonics of Gornyy Altai. Guide-book for the Post-symposium Excursion of the 4th International Symposium of the IGCP project 283: "Geodynamic Evolution of the Paleosian Ocean". SB RAS, Novosibirsk, 1993. 122 p.

8. Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1999, 224 с.
9. Schmidt M.W. Amphibole composition as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1992. V. 110. P. 304–310.
10. Yavuz F. WinAmphcal: A Windows program for the IMA-04 amphibole classification // *Geochemistry. Geophysics. Geosystems*, 2007, v. 8, N. 1. Q01004, doi:10.1029/2006GC001391.
11. Базылев Б.А. Петрология и геохимия океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов в связи с проблемой эволюции мантийного вещества: Автореф. дис. ... канд. геол-мин. наук. М., 2003. 49 с.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ КОБАЛЬТА АЛТАЕ-САЯН

Лебедев В.И

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
lebedev@igm.nsc.ru

Рассмотрены основные закономерности размещения и локализации относительно разновозрастных объектов собственно кобальтовой и кобальтсодержащей гидротермальной минерализации различной формационной принадлежности в структурах Алтае-Саянской складчатой области. Существуют различные представления относительно времени формирования кобальтовых месторождений в АССО [Борисенко, Лебедев, Тюлькин, 1984; Лебедев, 1989, 1998; Третьякова и др., 2010; Лебедев В.И., Третьякова, 2017]. Разные авторы относили их к двум возрастным этапам: позднемезозойскому (J-K) и среднепалеозойскому (D-C). Накоплен большой объем новых геологических, геохимических и геохронологических данных, анализ которых позволяет выделить, по крайней мере, три рубежа формирования кобальтового оруденения (табл. 1): позднемезозойский (J_3-K_1), раннемезозойский (P_2-T_1) и среднепалеозойский (D-C₁).

Позднемезозойский этап (J_3-K_1) формирования Co оруденения выделяется на основе имеющихся геологических данных о локализации никель-кобальтового арсенидного и медно-кобальтового сульфоарсенидно-сульфосольного оруденения среди юрских ($J_{1,2}$) терригенных, гипсоносных отложений Каргинского грабена (ЮЗ Тува, СЗ Монголия). Кобальтовое и ассоциирующее с ним полиметаллическое (Cu, Pb, Zn) и баритовое оруденение наложено на юрские конгломераты, чем обозначается нижняя граница его формирования [Борисенко, Лебедев, Тюлькин, 1984; Лебедев, 1998; Говердовский, Третьякова, 2011]. В то же время среди меловых терригенных отложений, несогласно перекрывающих ниже-среднеюрские в восточной части Каргинского грабена, кобальтовая минерализация отсутствует, но отмечаются проявления медистых песчаников. Осадочно-диагенетическая минерализация такого типа более широко развита в югу в пределах локальных меловых прогибов Хархиринского хребта (Цаган-Шибетинская зона). В медистых песчаниках установлены повышенные содержания As, Sb, Ni, Co, Ag, Bi – элементов весьма характерных для кобальтового оруденения Каргинского грабена. К востоку от рассматриваемого района никель-кобальтовая арсенидная минерализация пространственно ассоциирует со щелочными интрузивами –карбонатитами Улатай-Чозского узла, возраст которых соответствует 118–120 млн лет.

С раннемезозойским этапом (P_2-T_1) связано образование никель-кобальт-арсенидного оруденения Юстыдского рудного узла (ЮВ Алтай, ЮЗ Тува, СЗ Монголия), а также Cu-Co-сульфоарсенидно-сульфосольного в Южно-Чуйском хребте на Алтае [Говердовский, Третьякова, 2011]. Оно наложено на все образования палеозойского возраста, включая магматические и осадочные породы девона и дайки долеритов P-T возраста. При этом рудные тела с кобальтовой минерализацией пересекаются дайками лампрофиров Чуйского комплекса, возраст которых составляет 246–240 млн лет, Ar-Ar-метод. В Юстыдском рудном узле установлено наложение серебро-сурьмяной минерализации (238 млн лет, Ar-Ar-метод) на никель-кобальт-арсенидную (месторождение Асхатин-Гол), а в на Сагсайском месторождении в Северо-Западной Монголии – ртутного оруденения на никель-кобальт-арсенидное. Возраст ртутного оруденения этого региона составляет 231–234 млн лет.

Таблица 1

Этапы формирования кобальтового оруденения АССО

Тип	D-C ₁	P ₂ -T ₁	J ₃ -K ₁
Co-As	Юстыдское Владимировское Абаканское (Co) (409 млн лет) Каракульское	Чергакское	
Ni-Co-As	Хараджуль (409 млн лет) Бутрахтинское	Асхатин-Гол Хову-Аксы Бай-Тайга (242–282 млн лет)	Кызылоюкское Хурен-Тайга
Cu-Co-As	Быструхинское Хараджуль (409 млн лет) Бутрахтинское	Узун-Ой Могенбуренское	Каат-Тайга Сергеевское Джулукуль

Таким образом, верхняя граница раннемезозойского этапа находится в интервале 246–238 млн лет, а нижняя определяется возрастом долеритов (P_2-T_1), на которые накладывается гидротермальное кобальтовое оруденение. Изотопно-геохронологические исследования показали, что период формирования такого оруденения – 258–250 млн лет (U-Pb-метод) соответствует рубежу перми и триаса [Лебедев, 1998; Третьякова и др., 2010].

Со *среднепалеозойским этапом* ($D-C_1$) связано образование кобальт-сульфоарсенидных скарновых месторождений: Хову-Аксы (ранние кобальтоносные скарны); кобальтовое сульфоарсенидное скарновое Владимировское (СВ Алтай); медно-кобальт-вольфрамовое Каракульское (ЮВ Алтай); кобальтовое арсенидное и медно-кобальтовое блеклорудное в Абаканском, Хараджувском и Бутрахтинском (Хакасия) [Лебедев, 1998; Третьякова и др., 2010]. Кобальтоносные скарны Владимировского месторождения генетически связаны с габбро-диоритами Чарышского комплекса (D_3-C_1). Среднепалеозойский возраст кобальтового оруденения Каракульского, Юстыдского, Караюкского и др. в Юстыдском рудном узле (ЮВ Алтай) определен изотопно-геохронологическими исследованиями. Возраст гранитов составляет 355.7 ± 8.6 млн лет (U-Pb-метод), а ассоциирующего с ним Sn-W(Ni), Cu-Co-W и Co-As оруденения – 352 ± 6 млн лет (Ar-Ar-метод).

В результате проведенных изотопно-геохронологических исследований серицита (Ar-Ar метод) из медно-кобальтовых жил Хараджувского месторождения, а также серицита арсенидных жил Абаканского месторождения был установлен возраст арсенидной минерализации 409 млн лет, что соответствует раннему девону и относится к среднепалеозойскому этапу формирования руд такого типа в АССО [Третьякова и др., 2010]. К-Ar методом продатированы: Тимофеевский габбро-диоритовый шток (370 млн лет), который также как и Владимировский относится к первой фазе Майорского комплекса, а также граниты третьей фазы Кирилловского массива (384 млн лет). U-Pb и Th-Pb методами продатировано оруденение Кумирского U-Sc-REE месторождения (393 ± 7 и 402 ± 10 млн лет соответственно). Возраст кобальтовых руд Владимировского месторождения определен Re-Os методом монофракции молибденита (409.6 ± 2.7 млн лет). Методом сканирующей микроскопии уранинит из руд Владимировского месторождения был продатирован U-Th-Pb методом (406 млн лет).

Получены датировки пород Чуйского лампрофирового комплекса в интервале 186–230 млн лет, ранее определявшегося K-Ar и Rb-Sr методами для минетт и керсантитов в интервале 163–250 млн лет (среднее – 210 ± 20 млн лет). Rb-Sr методом для минетт была получена изохрона, соответствующая возрасту 259 ± 1 млн лет. Учитывая широкий диапазон полученных K-Ar датировок, а также фактор большой устойчивости Rb-Sr системы и воздействию внешних условий по сравнению с K-Ar системой, был принят возраст лампрофиров 245 ± 1.0 млн лет [Говердовский, Третьякова, 2011]. Близкие значения возраста устанавливались и для биотитовых лампрофиров в соседних структурах Северо-Западной Монголии (Хархирина зона, Толбонурский рудный узел) – 210, 230, 270 ± 10 млн лет [Лебедев, 1998]. Получены качественные $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ датировки возраста лампрофиров, в том числе в Юстыдском прогибе: для дайки минетты из района Озерно-Асхатинского рудного поля по биотиту (244 ± 2.5 млн лет), а для минетты из верховий р. Кок-Узек – 236.8 ± 0.6 млн лет, по лампроитовым дайкам Чуйского комплекса были получены $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$ датировки, равные $244.0 \pm 0.8 - 245 \pm 0.7$ млн лет [Говердовский, Третьякова, 2011]. Учитывая соотношение даек минетт с арсенидной кобальтовой, серебряно-сурьмяной и ртутной минерализацией, которая накладывается на дайки, полученные датировки для этих типов минерализации соответствуют значению 244 ± 2.5 млн лет – рубежу P_2-T_1 .

Проведено обобщение результатов изучения состава металллоносных флюидов, связанных со становлением щелочных и щелочно-базитовых интрузивов и даек в рудных полях кобальтовых месторождений гидротермального генезиса, формировавшихся в различных геодинамических обстановках. Для определения физико-химических параметров рудоотложения по флюидным включениям в минералах использовались как традиционные, так и новые инструментальные методы термобарогеохимии: термо- и криометрия; КР-спектроскопия; LA-ICP-MS. Результаты оценки концентрации рудных и петрогенных элементов в индивидуальных флюидных включениях послужили основой термодинамического моделирования условий совместного переноса и отложения Au, Co, Ni, Ag, Pt, Pd и др. **рудных элементов, а также расчета ряда равновесных состояний гидротермальной системы, по составу близкой к природным рудообразующим системам кобальтовых месторождений (Co-As, Ni-Co-As и Cu-Co-As). Выявлены физико-химические факторы отложения самородных золота, серебра, ртутистого серебра, платины и палладия в рудах этих месторождений.** Полученные новые данные послужат основой для разработки корректных генетических моделей рудообразующих систем Со месторождений и помогут решать проблемы их поиска.

Результаты выполненных исследований позволяют сформулировать ряд выводов:

1) металлогенические зоны Алтае-Саян вмещают гидротермальные кобальтовые месторождения, отличающиеся сходством минерального состава и физико-химических условий рудообразования;

2) для большинства собственно кобальтовых месторождений установлен последевонский нижний возрастной предел оруденения, в то время как о верхнем возрастном пределе можно судить по факту пересечения кварцево-карбонатными жилами с арсенидами кобальта и никеля даек долеритов, датированных ранним мезозоем;

3) для рудных полей в контурах кобальтоносных зон характерны:

а) размещение на участках пересечения региональных разломов глубинного заложения, характеризующихся длительным пульсационным развитием с отчётливой кобальт-мышьяковой геохимической минерализацией;

б) расположение в непосредственной близости от областей накопления соленосных отложений и контроль их размещения интервалами зон глубинных разломов, которые были активизированы в позднем палеозое и мезозое;

в) приуроченность к относительно жёстким структурным блокам площадью 15–20 км², в пределах которых напряжённость складчатых форм обусловлена влиянием разрывной тектоники;

г) тесная пространственно-структурная связь зон рудоотложения с самостоятельными малыми интрузивами субщелочных гранитоидов повышенной основности и полями развития даек пёстрого состава (долеритов, лампрофиров, лимбургитов, габбро-диабазов, микрогаббро, плагиопорфиров, андезитов, трахисениитов, сиенит-порфиров, гранофиров);

4) термодинамически обоснована полигенность источников вещества и растворов в формировании собственно кобальтовых месторождений, а также важная роль // процессов смешения и разбавления эндогенных растворов метеорными водами;

5) определены параметрические характеристики состава рудообразующих флюидов разных типов кобальтовых месторождений для решения вопроса о роли физико-химических факторов в накоплении повышенных концентраций в них благородных металлов;

б) установлены главные факторы рудоотложения на кобальтовых месторождениях, выявлены физико-химические параметры отложения самородных золота и серебра, а также ртутистого серебра, платины и палладия в рудах этих месторождений.

Литература

1. Борисенко А.С., Лебедев В.И., Тюлькин В.Г. Условия образования гидротермальных кобальтовых месторождений. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. 172 с.
2. Говердовский В.А., Третьякова И.Г. Геологическое строение, магматизм и металлогения Юстыдского рудного узла Горного Алтая. Горно-Алтайск: Изд-во Высоцкая ГВ. 211. 248 с.
3. Лебедев В.И. Металлогения кобальта Центральной Азии // Магматизм и металлогения рудных районов Тувы. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. С. 3–27.
4. Лебедев В.И. Рудномагматические системы эталонных арсенидно-кобальтовых месторождений / Отв. ред. А.А. Оболенский. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 1998. 136 с.
5. Лебедев В.И., Третьякова И.Г. Кобальтоносные структуры Тувы и сопредельных регионов Центральной Азии // Геология и минерагения Северной Евразии, материалы совещания, приуроченного к 60-летию Института геологии и геофизики СО АН СССР (3–5 окт. 2017 г.). Новосибирск, 2017. С. 129–131.
6. Третьякова И.Г., Борисенко А.С., Лебедев В.И. и др. Возрастные рубежи формирования кобальтового оруденения Алтае-Саянской складчатой области и его корреляция с магматизмом // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С.1379–1395.

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ МАССИВЫ И КАРБОНАТИТЫ В ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЕ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Летников Ф.А.,¹ Савельева В.Б.,¹ Летникова Е.Ф.²¹ФГБУН Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

letnikov@crust.irk.ru

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

efletnik@igm.nsc.ru

В ходе более чем 30-летних работ по изучению эндогенных процессов в континентальной литосфере, проводимых в Институте земной коры СО РАН (г. Иркутск), было сформулировано представление о зрелости континентальной литосферы [1].

В основу таких исследований легли комплексные детальные работы по геохимии, глубинной геофизике, изучение магматических комплексов в докембрийской и более молодой литосфере, степень и характер проявления эндогенных процессов в зонах глубинных разломов в докембрийских метаморфических комплексах, среди которых особое место занимало изучение графит-алмазной минерализации на месторождении Кумдыкуль на Кокчетавской глыбе (Северный Казахстан) [2]. Особую роль сыграли планомерные исследования глубинных флюидов в изучаемых породах методами газовой хроматографии, что позволило сформулировать многолетнюю программу «Флюидный режим эндогенных процессов» [1].

Вся совокупность процессов преобразования и формирования верхних уровней континентальной литосферы планеты Земля в своей основе является результатом выноса из глубин планеты к верхним ее частям высокоэнергетических (характеризуемых высокими T и P) преимущественно газовых компонентов. При участии и под воздействием этих газовых компонентов протекали процессы массопереноса, метасоматоза, метаморфизма, гранитизации и плавления пород, вплоть до формирования в верхней мантии и земной коре автономных флюидных рудообразующих систем. В ходе комплексных исследований были сделаны два вывода: 1) чем больше мощность гранитогнейсового слоя докембрийской континентальной литосферы, тем больше мощность подстилающей ее истощенной мантии; 2) чем больше мощность гранитогнейсового слоя, тем глубже граница истощенной мантии и подстилающей ее флюидизированной части, фиксируемой как астеносфера.

В плане этих детальных геолого-геофизических и геохимических исследований, включая массовые газовые хроматографические анализы, особое внимание было уделено наиболее глубинным мантийным породам, представленным телами ультраосновных пород и карбонатитов.

В связи с глубинными разломами в докембрийских метаморфических породах, установлены два крупных массива ультраосновных щелочных пород и карбонатитов – Красномайский и Дубравский. Оба массива охарактеризованы и вскрыты разведочными канавами и буровыми скважинами. Судя по возрасту слагающих их пород, они внедрились в позднем палеозое. Хотя в строении этих трещинных интрузивов много общего, но есть и существенные отличия, особенно в составе слагающих их карбонатитов. В отличие от карбонатитов массива Дубрава, в карбонатитах Красномайского массива устанавливаются аномально высокие содержания урана и тория – до 4000–6000 гамм. В обоих массивах ультраосновные и щелочные породы во многом идентичны и среди них преобладают пироксены с высокими содержаниями флогопита. Карбонатиты и щелочные пироксениты Дубравского массива прорываются биотитовыми гранитами зерендинского комплекса с возрастом 444 ± 4 млн. лет, т.е. комплекс пород Дубравского массива образовался раньше 450 млн лет [3].

На территории Байкальского выступа Сибирского кратона (Западное Прибайкалье) выделен новый дайково-жильный комплекс калиевого типа щелочности, включающий кальцитовые и доломит-анкеритовые карбонатиты, силикокарбонатиты, флогопитовые метапикриты и фоскориты. Наиболее достоверное значение возраста получено ^{40}Ar - ^{39}Ar методом по магнезиорибекиту из щелочного метасоматита на контакте с карбонатитами, показавшему статистически значимый возраст плато 1017.4 ± 3.2 млн лет. Для карбонатитов характерны повышенные содержания SiO_2 , обогащенность калием (отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ в кальцитовых карбонатитах в среднем 21, в доломит-анкеритовых 2.5), высокие содержания TiO_2 , P_2O_5 (до 9 мас. %), РЗЭ (до 3300 г/т), Nb (до 400 г/т), Zr (до 800 г/т), Fe, Cr, V, Ni и Co при умеренных содержаниях Sr. И метапикриты, и карбонатиты обогащены относительно мантийного уровня в сотни раз и более Ta, Nb, K, LREE, Th, U, в десятки раз - Rb, Ba, Zr, Hf, Ti. Высокие отношения $(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{CN}}$ в метапикритах (4.5–11) и карбонатитах (4.5–17) свидетельствуют об остаточном гранате в источнике, высокие отношения K/Na в метапикритах (9–15) и карбонатитах отражают присутствие в источнике флогопита. По изотопным отношениям неодима мантийный источ-

ник карбонатитов характеризовался умеренно деплетированными значениями, подобными среднему источнику ОИВ. Предполагается, что образование карбонатитов разного минерального состава связано с кристаллизационной дифференциацией феррокарбонатитового расплава, обособившегося от ультраосновного щелочного расплава [4].

Таким образом, сопоставление двух докембрийских блоков Центральной Азии – Кокчетавской глыбы и Сибирской платформы, разделенных в наше время расстоянием в несколько тысяч километров, однозначно указывает на то, что два геоблока разного возраста развивались по одному и тому же сценарию. Истощение верхней мантии по флюидным и гранитизирующим компонентам, миграция флюидов в верхние горизонты континентальной коры, массовое развитие гранитогнейсовых куполов и последующее развитие в них явлений гранитоидного магматизма приводит к истощению (дефлюидизации) верхней мантии. Увеличение мощности истощенной мантии создает условия для последующего проникновения глубинных разломов до астеносферы, которая и генерирует впоследствии массивы более глубинных ультраосновных пород и карбонатитов. И если на Кокчетавской глыбе этому предшествовали глобальная гранитизация, рост куполов и массовое проявление гранитоидного магматизма, то в пределах Сибирского кратона в раннем протерозое протекала гранитизация и выплавление постколлизийных гранитов, которые протянулись вдоль юга кратона более чем на тысячу километров.

Иными словами, предшествующие гранитообразующие процессы истощают верхнюю мантию и создают условия для проникновения более поздних разломов на более глубинные уровни мантии, где и генерируются ультраосновные щелочные магмы и расплавы карбонатитов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 17-05-00819).

Литература

1. Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев А.И., Шкандрий Б.О. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1977. 214 с.
2. Летников Ф.А., Лось В.Л., Нарсеев В.А. Месторождение техногенных алмазов Кумдыкуль (Северный Казахстан) // Смирновский сборник – 2017 «Проблемы минерагении, экономической геологии и минеральных ресурсов». М.: Макс Пресс, 2017. С. 197–205.
3. Летников Ф.А., Заячковский А.А. Дубравский массив пироксенитов, щелочных пород и карбонатитов // Геология рудных месторождений, 2007. Т. 49. № 1. С. 77–88.
4. Савельева В.Б., Демонтерова Е.И., Данилова Ю.В., Базарова Е.П., Иванов А.В., Каменецкий В.С. Новый карбонатитовый комплекс в Западном Прибайкалье (юг Сибирского кратона): минеральный состав, возраст, геохимия и петрогенезис // Петрология. 2016. Т. 24, № 3. С. 292–324.

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ МЕТАСОМАТИТОВ ПРИМАРКАКОЛЬЯ

Майорова Н.П.¹, Майоров В.Н.²¹Сибирский геофизический колледж, г. Новосибирск
ninaimaiorova1@mail.ru²Восточно-Казахстанский государственный университет, г. Усть-Каменогорск, Республика Казахстан

Территория Южного Алтая является частью герцинской мегаструктуры Большого Алтая, включающего в себя Жарма-Саурский и Калбинский регионы, Рудный Алтай и прилегающие районы Горного Алтая, Монголии и Китая. Основные геологические структуры площади сформировались в герцинский цикл тектогенеза, в процессе замыкания Палеоазиатского океана, сдвижения и конвергенции протоконтинентов Казахстана и Сибири, соединение которых произошло по Зайсанской сутурной зоне [1]. Развитие региона Южного Алтая в геодинамическом и геологическом плане очень сложное и многие исследователи (Чирко, 1985; Щерба и др., 1998; Беспаяев и др., 2001 и др.) данный аспект рассматривают с различных позиций, но их объединяет общее представление о том, что входящие в состав Алтайского региона системы герцинских гетерогенных структур образовались на разном геотектоническом основании, в частности блок Южного Алтая, в том числе и Примаркаколья, имеет докембрийский континентальный сиалический цоколь, сформированный до позднего рифея (?) и перекрытый отложениями выше лежащих структурных этажей. Например, по В.Н.Любецкому [2], изученная территория в геотектоническом плане входит в Алтайско-Монгольскую плиту, располагаясь в ее краевой западной части. Этот регион с ордовика по фамен развивался по типу пассивной континентальной окраины с вулканогенно-осадочным, терригенным и карбонатным осадконакоплением. Из-за неравномерных тектонических подвижек и блокового строения Южного Алтая (Тесленко, 2007) на современный эрозионный уровень площади выведены различные вещественно-структурные комплексы. Так, в блоке Юго-Восточного Примаркаколья в конце второй половины прошлого века впервые откартированы разнообразные метаморфические образования, выполняющие Ушкурмынкерско-Давыдовский мигматит-гранито-гнейсовый купол (Сарлытанская антиклиналь, Чирко и др., 1981), на восточном обрамлении которого в зоне базификации выявлены проявления мелко – тонкодисперсного золота [3]. В общем плане геологическое строение данного купола коррелируется с мигматит-гнейсовыми комплексами Урала со следующей метаморфической зональностью по разрезу верховья р. Белезек – р. Каска-Булак (по латерали с запада на восток): кварц + плагиоклаз + микроклин + биотит + гранат (дистен); кварц + плагиоклаз + биотит + мусковит + гранат (ставролит); кварц + мусковит (биотит) + гранат (ставролит); кварц + мусковит + карбонат; кварц + серицит + хлорит; кварц + серицит + хлорит + карбонат. В тот же период и позднее на юго – западном фланге структуры была обозначена полоса своеобразного сочетания проявлений дислокационного метаморфизма и участков различных видов метасоматоза в амфиболито – гнейсово – сланцевой толще. Представлена сложной системой сближенных и различной морфологии разрывных нарушений. Положение, облик и строение данного участка сопоставляется с так называемыми тектоно – метасоматическими зонами (ТМЗ) Украинского и Аданского щитов, Урала, Горного Алтая и др. (Комаров, 1981; Харин и др., 2006 и др.). Отмеченная ТМЗ, имеющая общую северо – западную ориентировку, была фрагментарно откартирована и предварительно исследована от южного побережья озера Маркаколь до юго- западного контура гранитоидного массива Уш – Кур – Мын – Кер на протяжении 40 км при ширине зоны от 2 до 7 км (Чирко, Майоров и др., 1981; Чирко и др., 1992; Майоров и др., 2005; Майорова и др., 2014). В плане форма ТМЗ меняется от прямолинейной до дугообразной, с раздувами и пережимами, с уступовидными границами из – за более поздних тектонических подвижек. В районе Успенской впадины образования зоны перекрыты рыхлыми отложениями и сдвинуты по субмеридиональному разрыву на амплитуду до 1 км. ТМЗ имеет сквозной характер, проявлена по двуслюдяным гнейсам, кристаллическим сланцам с отдельными линзовидными телами амфиболитов и кальцифиоров, кварцитов и клиньев метапелитов, метапсаммитов, довольно сложно построена и состоит из многочисленных субпараллельных или кулисообразных ветвей мощностью от первых десятков до несколько сотен метров и протяженностью от первых сотен метров до нескольких километров. Отдельные ветви разделены неизменными или слабо катаклазированными породами. Западная граница ТМЗ представлена швом Белорецко-Маркакульского линеамента. Геологическую обстановку на этом обрамлении можно наблюдать в 200–500- метровом врезе – ущелье, которое образовала р. Белезек в районе ее левого притока Кок-Жита на прямолинейном отрезке около 20 км. На вертикальном разрезе фиксируются различные микроплотчатые, очково – сланцеватые и будинированные образования, брекчии, милониты, ка-

таклазиты, бластомилониты, пятнообразные выходы мигматитов и гранитоподобных пород, местами завальцованные тела амфиболитизированных габброидов, глыбы метапсаммитов и метапелитов. В пределах ТМЗ с северо - запада на юго – восток предварительно выделены три участка (блока) с обширной гранитизацией и проявлением более низкотемпературного метасоматоза. Первый блок (Сакраминский) расположен на хребте Асу-Тау (верховья р. Сакрама), примыкает к зоне Белорецко- Маркакульского линеамента и сложен амфиболитами по габбро-диабазам с ксенолитами метаосадочных образований. Породы в разной степени гранитизированы при интенсивном перераспределении кремнекислоты (десиликации) и формировании сиенитоподобных пород вплоть до граносиенитов в виде штокообразного тела. По отмеченным образованиям наблюдается проявление различных видов метасоматоза с возникновением альбититов, апатит- магнетитовых пород, карбонатитов, асбеста и вермикулита. К наиболее значимым отнесен процесс карбонатизации, выраженный в виде мелких гнезд, прожилков, жил амфибол – биотит (эпидот, хлорит) – кальцитового состава, с которыми связана редкометалльно – редкоземельная минерализация и радиоактивная аномалия (бадделейт, гатчеттолит, ниобий содержащий ильменит, циркон, уранинит – торинит, кнопит, перовскит и др.), представляющие проявление Асу – Тау (Бейсеев и др., 1961; Чирко, Майоров и др., 1981). Выделено по данным опробования (петрографический, минералогический, спектральный, химический, нейтронно – активационный и рентгеноструктурный анализы) несколько зон минерализованных пород протяженностью 10 и более м, при ширине выхода от 1 м и более. Содержания полезных компонентов (лантан, иттрий, пятиокись тантала, литий, висмут, стронций, бериллий и др.) превышают их фоновые концентрации. Кроме данной минерализации на участке отмечены прожилки амфибол – асбеста глаукофан-кроссит - родусит - рибекитового ряда, небольшие линзы вермикулита и зоны прокварцевания («кварцевые шапки»), в последних установлено наличие тонкодисперсного золота. Второй участок, расположенный восточнее и юго- восточнее с. Успенка и прослеженный на протяжении 20 км с южного склона хр. Матобай вдоль осевой части ТМЗ до р. Кок-Жита при ширине от сотни м до 1 км, включает проявления высокоглиноземистого сырья (дистена) Успенское и Шубар – Агаш. Характеризуется наличием пород анхигранитоидного состава, содержащих силлиманит, дистен, гранат, мусковит и др., образовавшихся в условиях пониженной щелочности ($K + Na + Ca$): $Al < 1$), т.е при процессе кислотного выщелачивания. Проявления дистена расположены на периферии зон гранитизации в гнейсово – сланцевой толще и представлены пластообразными, линзовидными и неправильной формы без четких контактов залежами дистенсодержащих кварцитов, мусковит – кварцевых сланцев северо – западного и субширотного простирания. Вмещающие породы – гнейсы, кристаллические сланцы, гранито – гнейсы, имеющие минеральные парагенезисы: ставролит + гранат + дистен + мусковит + кварц + биотит; дистен + биотит + гранат + мусковит + кварц; плагиоклаз + биотит + кварц + гранат; плагиоклаз + гранат + амфибол + биотит + кварц. Основной их состав: плагиоклаз – 45–55 %, калишпат 10–15 %, кварц 15 – 20 %, биотит 5–10 %, мусковит 4–5 %, гранат, дистен, силлиманит, корунд, магнетит, ильменит, сульфиды и др. 3 – 8 %. Дистенсодержащие залежи образуют четковидные и кулисообразные горизонты с отдельными линзами практически мономинерального состава (дистен - до 98 %, единичные знаки пиррофиллита, мусковита, граната). Состав дистена: Al_2O_3 – до 40,6 % (max до 78%), SiO_2 – до 50 %, TiO_2 – до 0,93 %, $Fe_2 O_3$ – до 1,63 %, K_2O+Na_2O – до 0,12 %, $CaO + MgO$ – до 0,64 %. Линзы оконтуриваются кварц - дистен – мусковитовыми, кварц – мусковитовыми сланцами ярко – светлого с буроватыми оттенками цвета (подобные породы предшественники принимали за околорудные серицитолиты рудноалтайского типа и проводили в районе поиски с бурением скважин на полиметаллы; результаты работ отрицательные). Третий участок метасоматических проявлений оконтурен на юго - восточном фланге ТМЗ в зоне дугообразного разлома, вблизи массива автохтонных гранитоидов Каменный, на водоразделе р. Шубар – Агаш и Кок – Жита. Представлен зоной прокварцевания в ожелезненных кристаллических сланцах и кварцитах с вкрапленностью пирита, арсенопирита, галенита, примазками медной зелени. По результатам лабораторных анализов в измененных породах выявлены повышенные содержания золота и висмута.

Итак, в ходе проведенных исследований обозначен предварительный контур ТМЗ и изучены с поверхности различные участки метасоматически измененных пород на юго-западном обрамлении мигматит-гранито-гнейсового купола, сложенного разнообразными метаморфитами, впервые выделенными в Примаркаколье в конце прошлого века коллективом геологов во главе с Чирко О.М. (ПГО «Востказгеология»). В пределах ТМЗ также впервые в регионе обнаружены объекты высокоглиноземистого сырья и золото - висмутовой минерализации, требующие дальнейшего изучения.

Литература

1. Большой Алтай (геология и металлогения). В 3 кн. Кн. 1. Геологическое строение / Щерба Г.Н., Дьячков В.А., Стучевский Н.И. и др. Алматы: Ғылым, 1998. 304 с.
2. Ужкенов Б.С., Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д. Новые представления о геодинамике развития Казахстана // Геодинамика и минералогия Казахстана. Ч.1. Алматы: РИО ВАК РК, 2000. С. 26–28.
3. Майорова Н.П., Майоров В.Н. Некоторые особенности геологии и металлогении Южного Алтая // Корреляция Алтаид и Уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование: Матер. Второго Российско-Казахстанского межд. научн. совещания, 1–4 апреля 2014 г. Новосибирск, Россия. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. С. 105–107.

ПРОБЛЕМЫ КОРРЕЛЯЦИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ШКАЛ ДЕВОНА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ, ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ И ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА

Макаренко С.Н.¹, Перегоедов Л.Г.², Родыгин С.А.¹, Савина Н.И.¹

¹Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск
s.makarenko@ggf.tsu.ru

²АО СНИИГГиМС, г. Новосибирск

Региональные подразделения девона Западно-Сибирской плиты (ЗСП), палеонтологически обоснованные и сопоставленные с ярусами общей стратиграфической шкалы (ОСШ), легли в основу региональной стратиграфической схемы [1]. Установлены: кыштовский (лохков), армичевский (прага), солоновский и надеждинский (эмс), еллей-игайский (эйфель), герасимовский (живет), лугинецкий (фран-фамен) горизонты (см. рисунок). Проблемы корреляции горизонтов с региональными подразделениями девона соседних регионов: западной частью Алтае-Саянской складчатой области (АССО) [2] и восточного склона Урала [3] обусловлены особенностями стратиграфических шкал регионов, отражающих историю геологического развития конкретного палеобассейна, и практикой увязывания границ и объемов региональных подразделений с конодонтовой шкалой, неполнота которой выявлена для девона ЗСП [4]. Необходимо отметить, что планомерное бурение на нефть и газ и широкое изучение девонских отложений ЗСП началось относительно недавно и региональная стратиграфическая шкала формировалась под влиянием шкал АССО и восточного склона Урала, привнося некоторые неточности и ошибки.

Девонские отложения ЗСП, сформированные в режиме непрерывного карбонатонакопления (за исключением депрессионных зон – иловых впадин), фациально более близки отложениям восточного склона Урала, чем западной части АССО, в геологических разрезах которой, в большей степени, задокументированы прибрежно-морские, трансгрессивно-регрессивные фазы осадконакопления. Разрез девонских отложений ЗСП литологически однообразен по вертикали, осложнен рифогенными образованиями, а по латерали, на некоторых стратиграфических уровнях, карбонатные породы замещены доманикоидными [5]. Указанные особенности геологического разреза затрудняют его детальное стратиграфическое расчленение и в настоящее время региональная стратиграфическая шкала представлена всего 7 горизонтами. Объемы некоторых горизонтов, например, лугинецкого соответствуют двум ярусам ОСШ: франскому и фаменскому, 6 горизонтам АССО и 5 горизонтам восточного склона Урала (см. рисунок). Доминанта бентосной фауны в карбонатных разрезах и неполнота конодонтовой шкалы ставит детализацию региональной шкалы ЗСП в зависимость от понимания объемов и стратиграфического положения региональных подразделений типовых регионов (Салая, Урала, Средней Азии).

Нижняя граница девонской системы (основание конодонтовой зоны hesperius) в разрезах ЗСП пока не выявлена, верхняя – проведена в кровле фораминиферовой зоны *Quasiendothyra kobeitusana* и прослежена в разрезах скважин Нижне-Табаганской площади Нюрольского структурно-фациального района (СФР) и в скважинах Уватского СФР [6].

Выпадение конодонтовых зон *ratulus* и *partitus* из разреза скважины Герасимовская 9 Нюрольского СФР допускает вероятность скрытого перерыва на рубеже нижнего и среднего отделов девона. Достоверно эйфельские отложения (еллей-игайский горизонт) прослежены в разрезах нескольких скважин: Еллей-Игайская 3, Елле-Кагальская 1, Кулгинская 140. В западной части АССО и на восточном склоне Урала граница между отделами проходит внутри шандинского и тальтийского горизонтов соответственно.

Отложения верхнего девона на ЗСП объединены в лугинецкий горизонт. Нижняя граница верхнего отдела девона проведена по первому появлению видов *Mesotaxis asymmetricus ovalis* и *Ancyrodella rotundiloba* (скв. Нижне-Табаганская 18). В западной части АССО граница между средним и верхним отделами проведена по кровле мазаловско-китатского горизонта, а на восточном склоне Урала – внутри бродовского горизонта. В региональных шкалах трех регионов формально выделяются три более крупные структурные единицы, сопоставимые по объему: 1 – с лохковским, 2 – пражским - эйфельским и 3 – живетским - фаменским ярусами. Границы между ними совпадают с событийными уровнями, что может свидетельствовать, предположительно, о синхронных перестройках режима осадконакопления в различных частях единого палеобассейна девона.

КОРРЕЛЯЦИЯ АЛТАИД И УРАЛИД

МЕЖДУНАРОДНАЯ СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ШКАЛА 2012		Биозональный стандарт по конодонтам [Becker et al., 2012]		РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ [1], [4]	РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АССО [2]	РЕГИОНАЛЬНЫЕ СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ПОДРАЗДЕЛЕНИЯ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА 1993 г. [3]				
СИСТЕМА	ОТДЕЛ	ЯРУС	ПОДЪЯРУС	ГОРИЗОНТЫ	ГОРИЗОНТЫ	ГОРИЗОНТЫ				
ДЕВОНСКАЯ	Верхний	фаменский	358,9	Siphonodella praesulcata	Лугинецкий	Топкинский	Хвоцевский			
			Palmatolepis gracilis expansa	Подонинский		Чепчуговский				
			Palmatolepis perlobata postera	Митихинский						
			Palmatolepis rugosa trachytera	Косоутесовский		Шамейский				
			Palmatolepis m. marginifera	Соломинский						
			Palmatolepis rhomboidea	Вассинский		Губинский				
		Palmatolepis crepida	382,7	Франский			Верх.	Герасимовский	Мазаловско-Китатский	Бродовский
		Palmatolepis triangularis								
		Palmatolepis linguiformis								
		Palmatolepis rhenana								
		Palmatolepis jamieae								
		Palmatolepis hassi								
	Palmatolepis punctata	Сред.	Ниж.	Верх.	Сафоновский	Высотинский				
	Palmatolepis transitans									
	Mesotaxis guanwushanensis (= falsiovalis)	391,8	Живетский	Сред.	Кергелешский	Лангурский				
	Mesotaxis norrisi									
	Klapperina disparilis	393,3	Эйфельский	Верх.	Еллей-Игайский	Мамонтовский	Тальтийский			
	Schmidtognathus hermanni									
	Polygnathus varcus	407,6	Эмский	Сред.	Надеждинский	Шандинский	Карпинский			
	Polygnathus hemiansatus									
	Polygnathus ensensis	410,8	Пражский	Ниж.	Солоновский	Салаиркинский	Тошемский			
	Tortodus k. kockelianus									
	Polygnathus c. costatus	419,2	Лохковский	Верх.	Армичевский	Малобачатский	Вижайский			
	Polygnathus c. partitus									
	Polygnathus c. patulus	419,2	Лохковский	Верх.	Кыштовский	Крековский	Саумский			
	Linguipolygnathus serotinus									
	Polygnathus inversus	419,2	Лохковский	Верх.	Кыштовский	Петцевский	Сарайнинский			
	Eocostapolygnathus nothoperbonus									
	Eocostapolygnathus gronbergi	419,2	Лохковский	Верх.	Кыштовский	Томьчумышский	Сарайнинский			
	Eocostapolygnathus excavatus									
	Eocostapolygnathus kitabicus	419,2	Лохковский	Верх.	Кыштовский	Томьчумышский	Сарайнинский			
	Eocostapolygnathus pirenae									
	Gondwania kindlei	419,2	Лохковский	Верх.	Кыштовский	Томьчумышский	Сарайнинский			
Gondwania irregularis										
Pedavis gilberti	419,2	Лохковский	Верх.	Кыштовский	Томьчумышский	Сарайнинский				
Masaraella pandora morph. beta										
Ancyrodelloides trigonicus	419,2	Лохковский	Верх.	Кыштовский	Томьчумышский	Сарайнинский				
Lanea transitans										
Lanea eleanorae	419,2	Лохковский	Верх.	Кыштовский	Томьчумышский	Сарайнинский				
Lanea omoalpha										
Caudicriodus postwoschmidti	419,2	Лохковский	Верх.	Кыштовский	Томьчумышский	Сарайнинский				
Caudicriodus hesperius										

Рисунок. Корреляция горизонтов региональных стратиграфических схем Западно-Сибирской плиты, западной части АССО и восточного склона Урала

Литература

1. Региональная стратиграфическая схема девонских образований Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции / Под ред. В.И. Краснова. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2012. 43 с.
2. Гутак Я.М., Родыгин С.А., Перегудов Л.Г., Макаренко С.Н., Антонова В.А. Региональные стратиграфические подразделения девона западной части Алтае-Саянской складчатой области // Междунар. стратиграф. конф. Головкинского-2017 и Четвертая Всерос. конф. «Верхний палеозой России». **Планетарные системы верхнего палеозоя: биостратиграфия, геохронология и углеродные ресурсы** (19–23 сентября 2017 г., Казань, Россия). Казань: Изд-во Казан. ун-та, 2017. С. 76–77.
3. Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). Екатеринбург, 1993.
4. Макаренко С.Н., Родыгин С.А., Савина Н.И. Девон Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции: проблема границ и объёмов ярусов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2014. № 2 (18). С. 3–15.
5. Макаренко С.Н., Савина Н.И. Новые материалы по стратиграфии девона центральной части Нюрольской впадины (Томская область) // Региональная стратиграфия позднего докембрия и палеозоя Сибири, Новосибирск: СНИИГГиМС, 2013. С. 124–132.
6. Мизенс Г.А., Кучева Н.А., Степанова Т.И., Мизенс Л.И., Толоконникова З.А., Иванова Р.М., Рыльков С.А. Стратиграфия и условия образования девонских и каменноугольных отложений Тобол-Убаганского поднятия и Вагай-Ишимской впадины (юго-западная окраина Западной Сибири) // Литосфера. 2011. № 4. С. 20–44.

ГЛУБИННЫЙ ПРОГНОЗ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Мака́т Д.К.

*Казахдинский государственный технический университет, г. Караганда, Республика Казахстан
dastankgtu90@mail.ru*

Необходимость проведения комплекса прогнозно-металлогенических исследований, конечной целью которых является восполнение минерально-сырьевой базы, выявление новых промышленных и генетических типов месторождений, очевидна. История и основные направления прогнозно-металлогенических исследований, проведенных в Казахстане, освещены в работах [3]. Несмотря на значительный объем проведенных исследований, практически все работы металлогенического плана относятся к разработкам регионального характера, а составленные карты могут быть использованы только как обзорные схемы и масштаб карт не позволяет на их основе сделать выводы прогнозного характера. Для ускоренного восполнения запасов рекомендуется осуществлять прогнозные исследования на новой геодинамической основе, с применением разработанных за последние годы научных концепций, в том числе, зарубежных.

Металлогеническая нагрузка, развитая на поверхности, создавалась непрерывной деятельностью эндогенных глубинных процессов Земли, и, чтобы понять ее, надо изучить и установить связь глубинных магматических и геодинамических процессов, предшествовавших образованию этой нагрузки. Один из них – изотопно-геохимический анализ поверхностных рудно-магматических систем и распространение выявленных закономерностей на глубинные недра региона с целью определения источника рудно-магматических систем и времени их генерирования [3].

Для Казахстана вопросы эволюции геологической структуры и металлогении озвучены впервые с позиций современных геодинамических концепций в статье [3]. Авторами установлена связь позднегерцинской медно-порфировой минерагении Центрального Казахстана с активностью горячего мантийного плюма. Наличие плюма подтверждено одинаковым возрастом гранитоидов, несущих медно-порфировое оруденение и интрузивных перидотитов, вмещающих медно-никелевые руды с акцессорными платиноидами на месторождении Камкор, а также присутствием в гранитоидах медно-порфировых месторождений (мпп) Казахстана и Китая высоких концентраций изотопа ^{143}Nd , характерных для мантийных образований.

В Казахстане из-за отсутствия соответствующего аналитического оборудования использование изотопно-геохимического метода изучения глубинных частей литосферы и связи их с эндогенными рудными объектами, в настоящее время возможно только по публикациям зарубежных ученых, работавших в Казахстане и изучивших образцы казахстанских пород. В данной статье рассматривается обобщение изотопных данных, почерпнутых из казахстанских и зарубежных публикаций. Это позволило выявить принципиально новые для Казахстана геодинамические, магматические и металлогенические критерии.

Фактический материал и районирование территории Центрального Казахстана по составу коры.

В основу районирования заложен фактический материал, собранный за период 2000–2017 гг. из немецких, китайских и российских литературных источников [1, 3]. Анализ этих данных позволил впервые создать банк данных **Sm-Nd датировок на значительной части Центрального Казахстана. Все построения выполнены в соответствии с рекомендациями монографии [3].**

На карте фактического материала (рис. 1, А) цифрами около колонок указаны номера источников в списке литературы [3], в табличках приведены значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ и модельный возраст пород $T(\text{DM})$. **Имеющиеся значения $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ в магматических породах, развитых на поверхности, позволили выполнить глубинное районирование геологических структур Центрального Казахстана (см. рис. 1, Б) от поверхности до границы Мохоровичича (граница земной коры и верхней мантии), и выделить в регионе три типа мегаблоков пород: существенно мантийного, сиалического и промежуточного составов. Каждый из этих мегаблоков был ответственным за металлогеническую специализацию на данной территории. Указанные мегаблоки образовались в результате длительного (десятки и сотни миллионов лет) взаимодействия горных пород в форме тепло-массопереноса из мантии в земную кору.**

Результаты районирования приведены на рис. 1, Б, из которого следует, что центральную часть региона занимает область распространения мафитовых пород, существенно мантийного состава (истощенный источник).



Рис. 1. Карта фактического материала с указанием мест отбора проб (А) и глубинное районирование Джунгаро-Балхашского террейна (Б):

по (А): цифры около табличек указывают литературный источник, из которого получены данные, в табличках – значения ϵNd и модельного возраста; по (Б): 1 – обнаженные фрагменты верхней сиалической коры, 2 – то же – скрытые под отложениями палеозойского аккреционного комплекса; 3 – преобразованная мантийными процессами сиалическая кора; 4 – мафитовая кора с преобладающим мантийным компонентом; 5 – фрагменты Итмурындинского меланжа.

изотопного анализа стало понятным, что это фрагмент деплетированной мантии (истощенной в отношении литофильных элементов источник), такой же, как и в осевой части Шингизского хребта, где также сконцентрировано несколько медно-колчеданных и одно мпм, так и под рудными полями Нурказган и Бозшаколь (рис. 3). Геология всех упомянутых мпм согласуется с выводами о связи рудно-магматических систем с глубинным источником, обогащенным мантийным компонентом. Такую связь месторождений с глубинными мантийными блоками коры можно считать уже закономерностью. Магматические породы с величиной показателя $\epsilon Nd(t) = 2-7$ (см. рис. 3) позволяют относить к надежным прогнозным показателям наличия на таких территориях медных и золотых месторождений, произошедших из источника с высоким мантийным компонентом, к которым относятся блоки океанической коры, нижняя кора, залегающая на литосферной мантии выше границы Моховичича, а также тектонические или магматические инъекции астеносферной, или верхней мантии в вышележащую сферу и послужившие субстратом для частичного плавления и формирования меднорудных и золоторудных магматических систем [3].

На рис. 3 в координатах $\epsilon Nd(t) - T_{(DM)}$ млрд лет, отражен компонентный состав разных уровней глубинных сфер региона. Верхняя сфера с доминирующим мантийным компонентом, **металлогения – медно-золоторудная.**

Вторая сфера – ассимилированная (амальгамированная) мантийным компонентом сиалическая сфера, металлогения редкометалльная и контрастная: **литофильные металлы с примесью халькофильных элементов.** Нижняя сфера – первичная сиалическая кора с доминирующей литофильной металлогенией: **железо, марганец, свинец, цинк, барий** [3].



Рис. 2. Геологическая позиция МПМ Центрального Казахстана.

Области развития аномальных мафитовых блоков, в пределах которых локализованы наиболее крупные месторождения медно-порфиорового типа, совмещенные с фрагментом геологической карты Казахстана масштаба 1:1 000 000, приведены на рис. 2.

На поверхности с этими областями ассоциируют: одно медно-никелевое (Камкор), одно медно-скарновое, несколько золоторудных месторождений (Долинное, Саяк-4), крупные медно-порфиоровые объекты – Конырат, Саякская и Актогайская группы, а также ряд средних. За пределами Казахстана (Китай) – медно-порфиоровый рудный узел Богуты. Ранее эта область выделялась по геофизическим данным гравитационной аномалией под названием Балхашского астенолита. Однако реальное содержание и возраст аномалии оставались неясными. Сейчас на основе

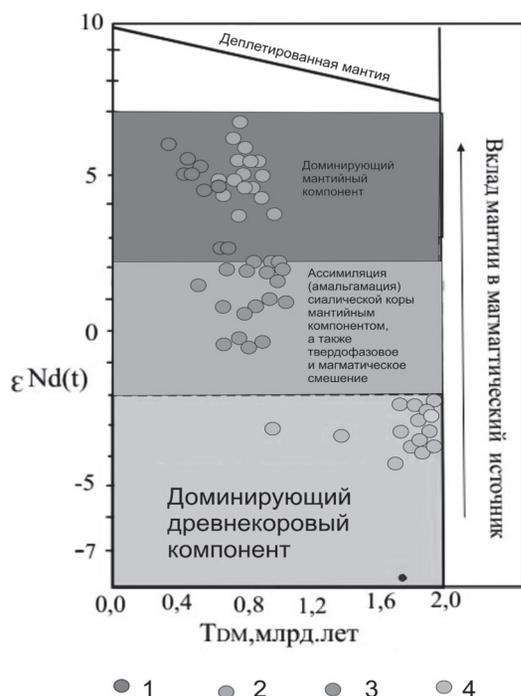


Рис. 3. Диаграмма $\epsilon_{Nd}(t)$ для магматических пород месторождений Центрального Казахстана:

1 – мпм Джунгаро-Балхашского террейна, а также месторождения Нурказган и Бозшаколь Центрального Казахстана; 2 – вулканические и интрузивные породы центральной части Шингизского террейна; 3 – магматические породы редкометалльных месторождений Джунгаро-Балхашского террейна в сравнении с амальгамированной древней верхней корой кратонного типа; 4 – обнаженная верхняя кора кратонного типа на поверхности

Дополнительным показателем, подтверждающим связь медно-порфировых рудно-магматических систем с глубинными источниками, обогащенными мантийным компонентом, служит доминирование в их составе диоритов, тоналитов, кварцевых диоритов, трондземитов и калинатровых гранодиоритов, андезитов и дацитов, особенно высокомагнезиальных. Эта группа пород выделяется в петрологии в последнее десятилетие в особую группу **адакитов**, которая имеет свой особый геодинамический смысл.

В Казахстане присутствие адакитов установлено на рудных полях месторождений Конырат, Нурказган и Бозшаколь [1, 3]. Можно с большой долей уверенности предполагать, что они присутствуют на многих других месторождениях.

Таким образом, юго-западную часть региона (обозначения 1 и 2 на нижней карте рисунка 1) занима-

ет древний сиалический срединный массив. Отдельные фрагменты его выходят на современный эрозионный срез. Уран-свинцовые датировки гранитов, риолитов, порфиридов показывают возраста 1,8; 2,8; 0,8 и 0,9 млрд. лет. [3]. Индекс $\epsilon_{Nd}(t)$ на рис. 1 находится в интервале $-2-5$, свидетельствуя о принадлежности пород к раннепротерозойскому (позднеархейскому) кратону. Все приведенные данные говорят о том, что в структуре региона западный его фланг занимает позицию самой верхней сиалической коры. Выше нее имеются только палеозойские аккреционные комплексы. Присутствие такой же коры, или ее фрагменты установлены и на северо-восточном фланге региона [3]. Так, в пробах, отобранных из лейкократовых гранитов из малых интрузивных тел в Причингизье, для сравнения с лейкократовыми гранитами Саякского рудного района (точка № 5 на карте фактического материала, см. рис. 1): $\epsilon_{Nd} = -7,8$; $T_{(DM)} = 1,7$ млрд лет. Такие же показатели имеют точки 2 и 3 в юго-западной части, в пограничной области с Китаем (рисунок 1). Определить масштаб распространения кратонной коры в Причингизье не представляется возможным из-за недостаточного числа изотопных данных. Новые данные [3] позволяют предположить, что плита кратонной коры была на всей или на большей части площади региона. На появление в ее центральной части крупного фрагмента мафитовой коры возможны следующие версии:

– сиалической коры в какой-то период истории в этом участке вообще не существовало и в настоящее время фрагменты мафитовой коры представляют собой эрозионные окна дна Палеоазиатского океана Зоненшайна [3]. На это может указывать и Итмурындинский меланж, в котором присутствуют все породы, свойственные океанической коре, а также субдукционные и особенно эксгумированные комплексы, формировавшиеся при давлении 14 кбар (парагенезис жадеита, льдистого кварца и голубого амфибола) Такие парагенезисы формируются на глубинах 90–100 км в литосфере [2]. Этот меланж прослеживается на несколько тысяч километров в восточном направлении из Прибалхашья в Жонгарию, согласно с генеральным восточным простиранием коры океанического типа, которая по данным рисунка 1 имела модельный возраст в диапазоне 400–700 Ма;

– мегаблок мафитовой коры (рисунках 1 и 2) может оказаться и фрагментом литосферной мантии и астенолитом, внедренным в межплитное пространство между сиалической плитой и литосферной мантией.

Однако и та и другая версии одинаково объясняют медно-золоторудную специализацию металлогении центральной зоны Джунгаро-Балхашского террейна, именно присутствием на уровне зарождения рудоносных магм мафитового материала с высоким содержанием мантийного компонента и повышенной энергетической мантии.

Комплексное изучение магматических пород на современной поверхности позволяет утверждать о наличии постоянного и активного взаимодействия коры и мантии, и преобразовании нижних горизонтов сиали-

ческой коры мантийными процессами, т.е., постоянно протекавшую амальгамацию сиалической коры с помощью процессов тепло-массопереноса мантийными инъекциями из глубинных горизонтов мантии в сиалическую кору [3].

Литература

1. Heinhorst J., Lehmann B., Ermolov P., Serykh V., Zhurutin S. Paleozoic crustal growth and metallogeny of Central Asia: evidence from magmatic-hydrothermal ore systems of Central Kazakhstan // *Tectonophysics*. 2000. V. 328. P. 69–87.
2. Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. 380 с.
3. Ермолов П.В., Мальченко Е.Г., Портнов В.С., Магат Д.К. Новый метод глубинного прогноза медно-порфировых месторождений Центрального Казахстана // *Междунар. науч.-практ. конф. «Инновации и перспективные технологии геологоразведочных работ в Казахстане» посвященная 90-летию со дня рождения Г.Р. Бекжанова*. Алматы, 2017. С. 50–55.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКЖАЛ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

**Наумов Е.А.^{1,2}, Калинин Ю.А.^{1,2}, Травин А.В.^{1,2}, Ковалев К.Р.¹, Семенова Д.В.¹, Сердюков А.Н.³,
Гладков А.С.⁴, Бирюков К.Э.², Некипелова А.В.²**

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
naumov@igm.nsc.ru

²Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

³ТОО «GEO KZ», г. Усть-Каменогорск

⁴Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Месторождение Акжал расположено на юго-восточном фланге Западно-Калбинского золотоносного пояса Восточного Казахстана. Геолого-структурная позиция месторождения определяется узловым расположением зон дислокаций северо-западного, субширотного и северо-восточного простираний, присутствием диорит-гранодиоритового интрузивного массива и многочисленных субвулканических даек кислого состава. Рудовмещающий разрез представлен углеродисто-кремнистыми алевропелитами аркалыкской свиты (С₁) с прослоями базальтов. В центральной части месторождения вскрыт штокообразный интрузивный массив кунушского комплекса (С₃-Р₁), который обрывается на северо-западе Северо-Акжальским разломом (рис. 1). Массив сложен средне-мелкозернистыми диоритами, кварцевыми диоритами и тоналитами. Продуктивная золоторудная минерализация тесно ассоциирует с гипабиссальными дайками дацитов, риодацитов и риолитов переменной мощности (0,5–10 м).

Характер распределения редкоземельных элементов в базальтах и интрузивных породах массива указывает на различные источники и разную природу их происхождения. Базальты характеризуются однородным трендом распределения элементов с отрицательной Eu-аномалией, обеднены легкими РЗЭ, указывающими на истощенный источник. Иной тренд распределения РЗЭ характерен для пород интрузива, имеющих, скорее всего, контаминированную природу. В целом, диориты и дациты имеют близкий характер распределения РЗЭ, что позволяет говорить о едином источнике их происхождения.

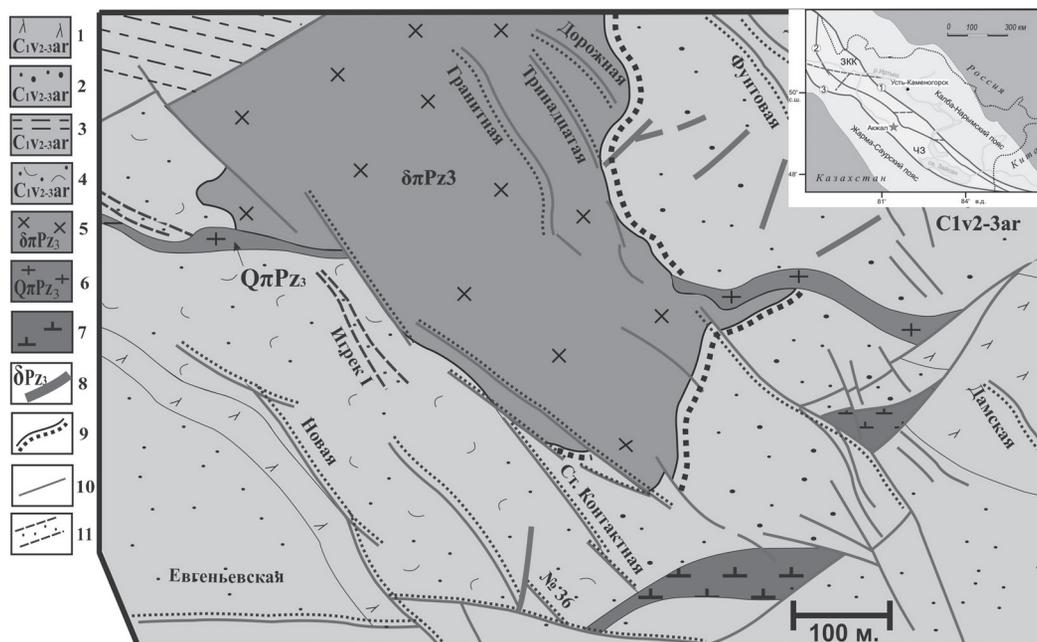


Рис. 1. Геологическая карта центрального участка месторождения Акжал:

1 – яшмы, 2 – песчаники полимиктовые, 3 – алевролиты с прослоями аргиллитов, песчаников, 4 – туфопесчаники, туфы, 5 – кварцевые диориты, диоритовые порфиры, 6 – гранит-порфиры, 7 – базальты, 8 – дайки риодацитов, 9 – роговики, 10 – разломы, 11 – зоны тектонической трещиноватости, контролирующей рудную минерализацию.

Становление промышленного оруденения Акжала связано с этапом проявления сдвигового поля, характеризующегося северо-западной ориентировкой оси сжатия и северо-восточной – растяжения. Морфология рудных тел определяется структурными факторами и характеризуется линзовидными, пластообразными и столбообразными формами. Золото-сульфидное оруденение представлено минерализованными тектоническими зонами с неравномерным распределением сульфидов и золота. Основные рудные тела представляют собой зоны кварцево-жильной минерализации, сопровождаемой окварцеванием, серицитизацией, доломитизацией и калишпатизацией, альбитизацией и хлоритизацией во вмещающих породах различного состава: углеродисто-кремнистых алевропелитах, базальтах, туфогенно-обломочных и магматических породах средне-кислого состава.

Выделяется два основных структурно-морфологических типа руд: углеродистые сланцы с вкрапленной арсенопирит-пиритовой минерализацией и жильные кварц-сульфидные руды в измененных породах. Основными рудными минералами месторождения являются пирит и арсенопирит, галенит, сфалерит, халькопирит; нерудными – кварц нескольких генераций, кальцит, плагиоклаз, хлорит и мусковит. Второстепенные и редкие рудные минералы – самородное золото, блеклые руды, пирсеит, стефанит, шапбахит и бенлеонардит. Выделяются ранняя золотосодержащая арсенопирит-пиритовая и поздняя кварц-золото-полисульфидная ассоциации. Первая представлена тонкозернистыми вкрапленными и ветвисто-прожилковыми арсенопирит-пиритовыми агрегатами с золотосодержащим тонкопризматическим и игольчатым арсенопиритом, высокомышьяковистым пиритом с субмикроскопическими вкраплениями в них золота в кремнисто-углеродистых алевропелитах. Вторая ассоциация представлена жильными и массивными кварц-сульфидными рудами с крупнокристаллическими агрегатами пирита и арсенопирита. Обычно они брекчированы и цементируются галенитом, халькопиритом, блеклой рудой и клейофаном. В прожилках в ассоциации с этими минералами встречается золото и группа редких Ag-Te-Bi-минералов. Тонкозернистые арсенопириты имеют низкие содержания мышьяка (41–42 мол. %), для второй группы более крупнокристаллического арсенопирита – As 44–45 мол. %, при неравномерном распределении As и S. По данным атомно-абсорбционного анализа мономинеральных проб, тонкопризматический арсенопирит содержит до 99.0 г/т Au, а арсенопирит второго типа – 6.7–38.0 г/т Au.

Самородное золото, как правило, встречается в ассоциации с арсенопирит-пиритовыми агрегатами и галенит-сфалерит-халькопиритовыми прожилками. Золото часто образует сростки с кварцем, пиритом и арсенопиритом. Характерны выделения Au в мышьяковистом пирите и по границе срастания пирита и арсенопирита. Золото характеризуется отсутствием кристаллических форм и размером зерен 15–20 мкм. По составу золото имеет различия: в неокисленных горизонтах выделяется две моды пробности – 700–800 ‰ и 500–600 ‰, отвечающие пирит-арсенопиритовой (Au I) и полисульфидной (Au II) ассоциациям соответственно. В горизонтах окисленных руд средняя пробность составляет 752 ‰, при этом присутствует крайне высокопробное (900–1000 ‰) самородное Au III, которое, вероятно, является гипергенным.

В изученных образцах кварца рудных жил месторождения Акжал установлено два интервала температур гомогенизации флюидных включений 250–175 °C и 440–270 °C, при этом общая концентрация флюидов варьирует от 17 до 3 мас. %. Бимодальное распределение температур гомогенизации флюидных включений соответствует двум стадиям процесса рудоотложения на месторождении – ранней арсенопирит-пиритовой с золотоносным арсенопиритом и поздней золото-серебро-полисульфидной.

Пространственная приуроченность рудных зон к эндо- и экзоконтактам интрузивных тел и горизонтальная зональность минеральных парагенезисов относительно диоритового массива свидетельствует о вероятной связи оруденения с магматизмом. На генетическое родство пород кунушского комплекса и оруденения указывают схожие условия формирования и пространственная сближенность магматических тел и золото-сульфидных минерализованных зон, одинаковая геохимическая ассоциация элементов. По результатам U-Pb (SHRIMP-II) анализа, возраст формирования Акжальского массива составляет 298–303 млн лет (301.1 ± 1.7 и 299 ± 1.1 млн лет), возраст даек составляет 291.2–298.3 млн лет. Возраст формирования рудной минерализации, по данным Ag-Ag анализа, составляет $294,8 \pm 4,2$ – $298 \pm 5,3$ млн лет, что с учетом погрешности укладывается в интервал магматогенной активности (рис. 2). Таким образом, полученные данные в совокупности с геологическими наблюдениями позволяют говорить о более позднем, чем внедрение главной диоритовой интрузии, времени формирования основной продуктивной рудной ассоциации. В отличие от классических золото-сульфидных месторождений, основная масса руды была сформирована совместно, либо очень близко по времени со стадией активного магматизма.

Проведенные исследования позволяют относить месторождение Акжал к золото-сульфидно-кварцевому формационному типу с двухэтапным процессом рудоотложения. На раннем этапе формирования рудовмещающей вулканогенно-осадочной толщи происходило обогащение осадков Fe, Cu, As, Sb, Au, Co, Ni в связи с про-

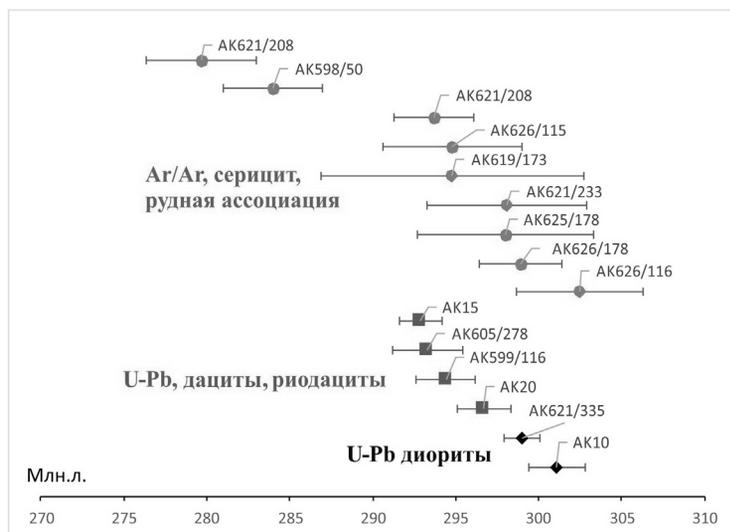


Рис. 2. Диаграмма распределения абсолютных возрастов магматических пород по U-Pb анализу (ромб – диориты, прямоугольник – дациты и риодациты (тоналит-порфиры и плагиогранит-порфиры) и гидротермальных образований (Ar-Ag данные по серициту).

цессами базальтового вулканизма. Динамометаморфические доинтрузивные преобразования пород сопровождались появлением вкрапленной арсенопирит-пиритовой минерализации в кремнисто-углеродистых породах. Тонкоигольчатые агрегаты арсенопирита имеют повышенные содержания Au, Sb, Ni и Co и часто обрастают зерна высокомышьяковистого пирита.

Второй этап формирования золото-сульфидной минерализации связан с внедрением интрузивного массива и даек риодацитов. На ранней стадии в связи с интенсивным прокварцеванием пород формировались крупнокристаллические кварц-арсенопирит-пиритовые руды. Последующие процессы хрупких деформаций привели к брекчированию образованных ранее зерен пирита и арсенопирита. На второй стадии этого этапа, вероятно, по времени сближенной с внедрением даек дацитов, происходило формирование кварц-золото-полисульфидной минерализации, сопровождаемой процессами серицитизации, доломитизации и калишпатизации.

Исследования выполнены в рамках государственного задания, (проект 0330-2016-0001) и при частичной финансовой поддержке РФФИ (проекты 16-05-00353 и 17-05-00936).

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАЛБЫ

Ойцева Т. А.¹, Дьячков Б. А.^{1,2}, Владимиров А. Г.^{3,4}, Кузьмина О. Н.¹, Агеева О. В.⁵

¹Восточно-Казахстанский государственный технический университет им. Д. Серикбаева,
г. Усть-Каменогорск, Республика Казахстан
tatiana.oitseva@gmail.com

²Алтайский геолого-экологический институт, г. Усть-Каменогорск, Республика Казахстан
³Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
Новосибирск, Россия

⁴Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия
⁵ТОО «ГРК Топаз», г. Усть-Каменогорск, Республика Казахстан

Центрально-Калбинский рудный район размещается в Калба-Нарымской тектонической зоне Большого Алтая (БА), входящего в систему Центрально-Азиатского подвижного пояса [1]. Калба-Нарымский пояс – это главная рудоносная структура БА, металлогенически специализированная на редкие металлы и редкие земли (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn, TR). Пояс объединяет четыре рудных района (Шульбинский, Северо-Калбинский, Центрально-Калбинский и Нарымский), две рудные зоны (Гремячинско-Киинская и Карагоин-Сарыозекская) и 22 рудных узла. Известно 405 рудных проявлений, из них 25 месторождений, остальные – рудопроявления и точки минерализации [2]. К важнейшему геолого-промышленному типу относится формация редкометалльных пегматитов, основные месторождения которой сформировались в Центрально-Калбинском блоке повышенной тектонической нарушенности, ограниченном системой северо-западных и северо-восточных разломов и надвинутым на Иртышскую зону смятия с амплитудой до 15–20 км (см. рисунок). Широко развиты здесь граниты и жильные породы калбинского комплекса формировались в мобильной геодинамической обстановке с интенсивным проявлением разрывной тектоники и метасоматических процессов, что способствовало образованию промышленных месторождений (Бакенное, Юбилейное, Белая Гора и др.). Большой вклад в открытие и изучение данных объектов внесли Ю. А. Садовский, В. А. Филлипов, Г. И. Казарян и многие другие.

В результате проведенных исследований с учетом материалов поисковых и разведочных работ прошлых лет уточнены закономерности формирования редкометалльных пегматитовых полей (Огневско-Бакенного, Асубулакского, Белогорского и др.), намечены определенные геолого-структурные, рудно-петрологические и минерально-геохимические прогнозно-поисковые критерии. В размещении редкометалльных рудных полей и месторождений особое значение придается пегматической системе широтных глубинных разломов, активно проявленных в постколлизивной (орогенной) геодинамической обстановке и испытывавших подновление в киммерийско-альпийские циклы тектогенеза (Киинско-Гремячинский, Асубулакский, Белогорский, Мирлоубовский и др.).

Асубулакское рудное поле контролируется одноименным широтным разломом, расположено в депрессионном прогибе кровли Тастюбинского гранитного массива и прослеживается в длину на 8–10 км при ширине 3–4 км. Характеризуется трещинно-разрывной многокорневой морфоструктурой, объединяющей редкометалльно-пегматитовые объекты с шагом 1.5 км (Юбилейное, Красный Кордон, Унгурсай, Кармен-Куус и др.). В структуре рудного поля выделяются две рудоносные полосы (Унгурсайская и Краснокордонская) с продольной зональностью распределения поллуцитоносных пегматитов (с петалитом) на западе и литиеносных сподумен-альбитовых на восточном. Поперечная зональность проявляется в размещении блоковых микроклиновых пегматитов в лежачем, а альбитовых редкометалльных в висячем боках рудного поля, при пологом южном падении жил под углами 30–40°.

Модель редкометалльного пегматитообразования определяется пространственно-генетической связью оруденения с гранитоидами I фазы калбинского комплекса (гранодиорит-гранитного состава) при ритмично-пульсационном поступлении рудоносных флюидопотоков (H₂O, F, B, Cl, Ta и др.) в **полузамкнутой или открытой** магматической системе, определившей стадийное развитие минеральных комплексов от графического и олигоклаз-микроклинового (безрудных) до альбитовых, грейзеновых и сподуменсодержащих (цветных) с богатыми комплексными рудами (Ta, Nb, Be и др.) [2].

Рудный процесс во времени сопровождался усложнением минеральных комплексов с нарастанием концентрации оруденения и новообразованием уникальных минералов (клевеландит, лепидолит, сподумен, пета-

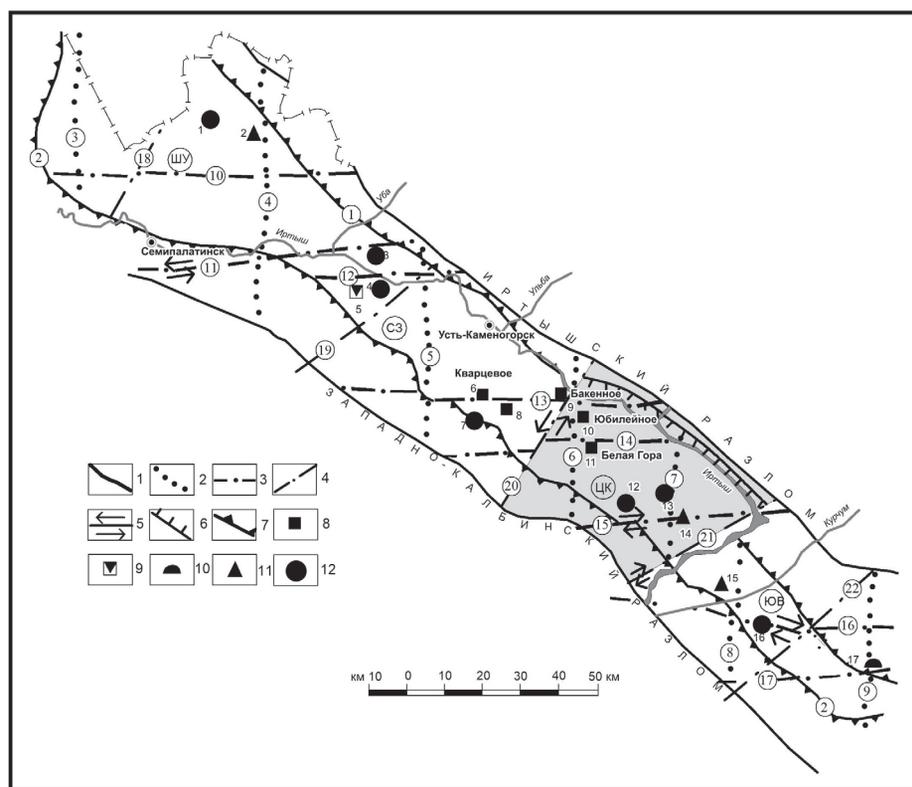


Схема разрывной тектоники Калба-Нарымского редкометалльного пояса (составили Б. А. Дьячков, Т. А. Ойцева):

1 – глубинные продольные разломы, ограничивающие тектонические зоны; 2 – регматическая система глубинных разломов меридионального и 3 – широтного направления герцинской активизации; 4 – поперечные сбросо-сдвиговые разломы; 5 – направление перемещения блоков вдоль разломов; 6 – граница фронтальной части Центрально-Калбинского блока, надвинутого на Иртышскую зону смятия; 7 – границы Калба-Нарымского редкометалльного пояса; 8 – 12 – рудные формации (8 – редкометалльных пегматитов, 9 – камерных хрусталеносных пегматитов; 10 – альбитит-грейзеновая олово-танталовая, 11 – олововольфрамовая, 12 – кварцевожильная олововольфрамовая и оловянная). *Разломы (арабские цифры в кружках)*: 1 – Калба-Нарымский, 2 – Теректинский, 3 – Белокаменский, 4 – Шульбинский, 5 – Азовский, 6 – Чебундинский, 7 – Манатский, 8 – Нарымский, 9 – Катон-Карагайский, 10 – Бородулихинский, 11 – Семипалатинский, 12 – Убинский, 13 – Киинско-Гремячинский, 14 – Белогорский, 15 – Миролюбовский, 16 – Калгутинский, 17 – Буранский, 18 – Коростелевский, 19 – Дунгалинский, 20 – Сибинский, 21 – Бухтарминский, 22 – Чингизтаевский. *Рудные проявления*: 1 – Коростели, 2 – Ржавая Сопка, 3 – Ново-Каиндинская, 4 – Каиндинская, 5 – Кварцевое, 6 – Ново-Сарьозек, 7 – Канайка, 8 – Медведка, 9 – Бакенное, 10 – Юбилейное, 11 – Белая Гора, 12 – Козловское, 13 – Комсомольское, 14 – Палатцы, 15 – Чердоjak, 16 – Бурабай, 17 – Карасу. *Название тектонических блоков (буквы в кружках)*: ШУ – Шульбинский, СЗ – Северо-Западный, ЦК – Центрально-Калбинский, ЮВ – Юго-Восточный (Нарымский).

лит, цветные и полихромные турмалины, танталит-колумбит и др.). По вещественному составу эти пегматиты близки к зарубежным месторождениям Берник-Лейк, Бикита, Коктогай и др. [3–6]. В пегматитах Юбилейного месторождения распределение редких металлов крайне неравномерное с образованием рудоносных полос и максимумов рудоконцентрации в утолщенных частях жил, обусловленных внутрирудной трещинно-разрывной тектоникой.

Минералогические поисковые критерии заключаются в установлении в пегматитах интенсивных процессов альбитизации, грейзенизации, сподуменизации и окварцевания нескольких генераций. По результатам электронной микроскопии получены новые данные о распределении редких и сопутствующих элементов в разных типах пегматитов и минералах (мусковит, лепидолит, цветные турмалины, касситерит, танталит-колумбит и др.). Надежными минералами-индикаторами редкометалльного пегматитообразования являются слюды разной окраски (мусковит, лепидолит, жильбертит), в которых зафиксированы аномальные содержания (г/т): Та (до 100–200), Li (до 4000–8000), Cs (300–500), Sn (200–500). Танталит представлен преимущественно марганцовистой разновидью (манганотанталитом), отмечаются также колумбит, микролит и иксиолит. Проведенными исследованиями в пегматитах определены типоморфные минералы на макро- и микроуровне, а также установлен широкий спектр редких и сопутствующих геохимических элементов, включая редкие земли,

Си, Рb, Zn, Sb, Au, U и другие. Выявленные общие закономерности формирования типовых пегматитовых месторождений целесообразно учитывать при проведении дальнейших прогнозно-металлогенических работ в Калбинском регионе.

Литература

1. Щерба Г.Н., Беспаяев Х.А., Дьячков Б.А. и др. Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 2. Металлогения. Алматы, РИО ВАК РК, 2000. 400 с.
2. Дьячков Б.А. Генетические типы редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса. Монография. ВКГТУ. - Усть-Каменогорск, 2012. 130 с.
3. Zagorsky V. Ye., Vladimirov A. G., Makagon V. M., Kuznetsova L. G., Smirnov S. Z., Dyachkov B. A., Annikova I. Yu., Shokalsky S. P., Uvarov A. N. Large fields of spodumene pegmatites in the settings of rifting and postcollisional shear-pull-apart dislocation of continental lithosphere // *Russian Geology and Geophysics*. 2014. V. 55 . P. 237–251.
4. Tkachev A. Evolution of metallogeny of granitic pegmatite associated with orogens throughout geological time // *Geological Society London Special Publication*. 2011. V. 52, N 1. P. 7–23.
5. Cao M., Zhou Q.-F., Qin K. Z., Tang D.-M., Evans N. The tetrad effect and geochemistry of apatite from the Altay Koktokay No. 3 pegmatite, Xinjiang, China: implications for pegmatite petrogenesis // *Miner. Petrol.* 2013. V. 107, N 6. P. 985–1005.
6. Шмакин Б.М. Пегматитовые месторождения зарубежных стран. М.: Недра, 1987. 224 с.

ФРАГМЕНТЫ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ КИПЧАК
НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ УРАЛА?

Петров Г.А., Ронкин Ю.Л.

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
Georg_Petrov@mail.ru*

В известной статье А.М. Шенгёра с соавторами о тектонической эволюции алтаид [1], рассматривается идея о существовании гипотетической палеодуги Кипчак – фрагмента позднепротерозойской активной окраины Восточноевропейско-Сибирского палеоконтинента, отторгнутого от последнего в процессе венд-кембрийского рифтогенеза. Позднее, по мнению авторов указанной публикации, палеодуга Кипчак испытала сложные тектонические деформации, составляющие ее блоки попадали в состав фундамента палеозойских островодужных систем и участвовали в аккреционных процессах в океаническом пространстве (Хантымансийский и Туркестанский океаны по [1]).

Не обсуждая степень достоверности геодинамических реконструкций, выполненных авторами упомянутой статьи (после ее публикации были получены многочисленные новые геологические и палеомагнитные данные, позволяющие сформировать альтернативные представления о положении Сибири и Балтики в позднем протерозое и палеозое, например [2] и др.), можно отметить, что на восточном склоне Среднего и Северного Урала, среди палеозойских островодужных образований, действительно присутствуют тектонические фрагменты неопротерозойских комплексов островодужного и, возможно, плюмового генезиса. Часть из них была подвергнута метаморфическим преобразованиям в палеозойское время в островодужных, аккреционных и коллизионных обстановках, другая сохранилась достаточно хорошо. Можно выделить несколько типов неопротерозойских образований: 1) протолиты палеозойских метаморфических комплексов; 2) вендские метаморфические комплексы; 3) перидотиты, пироксениты и габброиды офиолитового типа; 4) дунит-клинопироксенит-габбровый комплекс Платиноносного пояса Урала.

Позднепротерозойский возраст протолита обосновывается для Сысертского амфиболит-гнейсового блока, расположенного в южной части среднего Урала. Породы комплекса метаморфизованы на уровне амфиболитовой фации, изотопно-геохронологические исследования позволили выделить три этапа преобразований в палеозойское время: 482–435 млн лет, 355–350 млн лет и ~260 млн лет [3, 4, 5]. U-Pb возраст цирконов из гнейсов (интерпретируемый как возраст протолита) – 580 ± 10 млн лет, модельный Sm-Nd возраст ортоамфиболитов TDM=1033 млн лет. Есть основания предполагать присутствие неопротерозойских комплексов и в составе протолита расположенного севернее Салдинского гранулит-гнейсово-амфиболитового блока, где также фиксируется несколько этапов палеозойского метаморфизма. Так, по данным А.А. Краснобаева с соавторами [6], в двупироксеновых габброгранулитах, гранат-биотит-амфиболовых и гранат-пироксеновых гнейсах присутствуют цирконы со значениями U-Pb возрастов 601–574 млн лет; геохимические особенности метаморфитов сближают их с вулканитами островных дуг и активных континентальных окраин [7]. Отношение $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ в метагаббро составляет 0.7036–0.7038, что позволяет исключить возможность участия вещества древней континентальной коры в составе пород. Sm-Nd изотопные данные подтверждают этот вывод: $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ для возраста 380 млн лет (это возраст главного этапа метаморфизма) равно +4.7, что указывает на образование расплавов из умеренно деплетированного мантийного субстрата без участия древнего корового вещества. Максимальный возможный возраст субстрата, в котором происходило выплавление габброидных расплавов (деплетированного мантийного вещества), по данным Sm-Nd изотопного анализа составляет $T_{\text{DM}} = 629$ млн лет [8]. Сходные изотопно-геохимические параметры имеют и биотит-амфиболовые ортогнейсы – $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ для возраста 380 млн лет равно +5.1, $T_{\text{DM}} = 572$ млн лет.

Второй тип неопротерозойских образований – среднетемпературные высокобарические гнейсово-амфиболитовые комплексы ($T=500\text{--}600^\circ\text{C}$, $P=8\text{--}10$ кбар), слагающие тектонические пластины западнее дунит-клинопироксенит-габбровых массивов Платиноносного пояса Урала [9]. Изохронные Sm-Nd возраста гнейсов и амфиболитов – 574–556 млн лет, U-Pb возраст цирконов из гнейсов – 571 ± 31 млн лет. Геохимические особенности пород сближают их с вулканитами раннеостроводужных риолит-базальтовых серий.

Неопротерозойские габбро офиолитового типа имеют Sm-Nd изохронные возраста в диапазоне 581–540 млн лет [9]. Эти породы слагают остаточные блоки-скрины в комплексах параллельных долеритовых даек, а также входят в состав тектонических блоков и пластин, залегающих среди палеозойских островодужных вулканитов в пределах Тагильской и Восточноуральской мегазон. Для указанных пород характерны субхондритовые спектры распределения РЗЭ на уровнях, в несколько раз ниже, чем в океанических базальтах, низкие со-

держания титана (0.1–0.6%), циркония (5–13 г/т) и других некогерентных элементов, что сближает их с габброидами «офиолитов над зоной субдукции».

Дунит-клинопироксенит-(тылаит)-габбровый комплекс – наиболее ранний в составе массивов Платиноносного пояса Урала. Исследование Sm-Nd изотопных систем габброидов семи массивов Северного Урала (Хорасюрского, Ялпингньерского, Денежкин Камень, Кумбинского, Княсьпинского, Конжаковский Камень и Сухогорского) позволяет выявить диапазоны возрастов пород диапазоне 570–542 млн лет [10–12, 9]. Оливиновые габбро Чистопского массива имеют более древний возраст – 769–686 млн лет по Sm-Nd данным (TDM = 1650 млн лет), зерна аксессуарных цирконов из этих пород характеризуются U-Pb возрастными от 1726 до 922 млн лет. Габброноритовый и гранитоидный комплексы, также принимающие участие в составе массивов, имеют силурийский возраст и являются частью островодужных вулканоплутонических ассоциаций.

Таким образом, в пределах так называемого «палеоокеанического» сектора Урала, сложенного преимущественно палеозойскими островодужными образованиями, присутствуют разнообразные более древние комплексы; геохимические особенности последних позволяют рассматривать их как фрагменты докембрийских островных дуг.

Настоящее исследование выполнено в рамках темы «Геобиосферные процессы и их отражение в изотопно-геохимических характеристиках осадочных и вулканогенно-осадочных образований» № 0393-2016-0022.

Литература

1. Sengor A.M., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growths in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. P. 299–307.
2. Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Matushkin N.Yu. Arctica between Rodinia and Pangea // Precambrian Research. 2015. N 259. P. 114–129.
3. Ронкин Ю.Л., Носков А.Г., Журавлев Д.З. Sm-Nd изотопная система Сысертского гнейсово-мигматитового комплекса // Ежегодник-1992. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 1993. С. 135–139.
4. Echter H.P., Ivanov K.S., Ronkin Y.L. The tectono-metamorphic evolution of gneiss complexes in the Middle Urals, Russia: a reappraisal // Tectonophysics. 1997, V. 276. P. 229–251.
5. Краснобаев А.А., Давыдов В.А., Чердниченко Н.В. Цирконовая геохронология ильменогорской свиты // Ежегодник-1997. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 1998. С. 157–160.
6. Краснобаев А.А., Чердниченко Н.В., Давыдов В.А., Калеганов Б.А. Цирконология Салдинского полиметаморфического комплекса: новые данные // Ежегодник-2002 ИГТ УрО РАН. Екатеринбург, 2003. С. 60–65.
7. Петров Г.А., Фриберг П.М., Ларионов А.Н., Шмелев В.Р. Новые данные по геологии и метаморфизму Салдинского комплекса (Средний Урал // Ежегодник-1999. УГСЭ и ДПР по Уральскому региону. Екатеринбург, 2000. С. 66–93.
8. Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Рыбалка А.В., Маслов А.В. Гранулиты Салдинского комплекса (восточный склон Среднего Урала) // Гранулитовые комплексы в геологическом развитии докембрия и фанерозоя. Материалы II Российской конференции по проблемам геологии и геодинамики докембрия. СПб: Центр информационной культуры, 2007. С. 255–258.
9. Петров Г.А. Геология допалеозойских комплексов средней части Уральского подвижного пояса. Автореферат дисс. на соиск. уч. ст. д-ра геол.-минер. наук. СПб: СПбГУ, 2017. 43 с.
10. Попов В.С., Беляцкий Б.В. Sm-Nd возраст дунит-клинопироксенит-тылаитовой ассоциации Кытлымского массива, Платиноносный пояс Урала // Докл. РАН. 2006. Т. 409, № 1. С. 104–109.
11. Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Корепанов В.Б., Матуков Д.И., Лепихина О.П. Новые данные по U-Pb (SHRIMP-II) и Sm-Nd (ID-TIMS) изотопной систематике комплексов Приполярного сегмента Урала // Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии «Изотопные системы и время геологических процессов». СПб.: ИГГД РАН. 2009. Т. 2. С. 116–119.
12. Ефимов А.А., Попов В.С., Кременецкий А.А., Беляцкий Б.В. Блоки доордовикских пород в структуре Платиноносного пояса Урала: Sm-Nd изотопный возраст дунит-клинопироксенит-тылаитового комплекса массива Денежкин Камень // Литосфера. 2010. № 2. С. 35–46.

ПОЗДНЕОРДОВИКСКО-ДЕВОНСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ТАГИЛЬСКОЙ И МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОН УРАЛА: ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ РАЗЛИЧИЙ СОСТАВА ПОРОД И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Петров Г.А.

*Институт геологии и геохимии УрО РАН,
Уральская геологосъемочная экспедиция, г. Екатеринбург
Georg_Petrov@mail.ru*

Вулканогенные образования широко распространены в пределах Уральской складчатой системы, достигая наибольшего разнообразия и мощности в пределах двух ее структурно-формационных мегазон – Тагильской и Магнитогорской, расположенных на восточном склоне Уральского хребта, в пределах его центральной и южной частей.

Наиболее протяженная Тагильская мегазона складывается двумя типами разрезов [1], характерными для Западно-Тагильской и Восточно-Тагильской структурно-формационных зон. В обеих зонах в основании разреза залегают дунит-гарцбургитовые и дунит-верлит-клинопироксенит-габбровые комплексы (салатимский, кошминский, серовский, устейский), для части которых в последнее время получены вендские датировки [2]. В западной части Тагильской структуры, в пределах массивов Платиноносного пояса Урала, известны дунит-клинопироксенит-тылаитовые серии и оливиновые габбро с неопротерозойскими Sm-Nd и U-Pb **изохронными датировками, в обрамлении дунит-клинопироксенит-габбровых массивов присутствуют тектонические блоки вендских среднетемпературных высокобарических метаморфических пород** [2]. Упомянутые изотопно-геохронологические данные указывают на наличие блоков допалеозойских ультрамафит-мафитовых и метаморфических комплексов в фундаменте Тагильской палеоостроводужной системы. Выше докембрийских ультрамафит-мафитовых и метаморфических комплексов, отделяясь от них тектоническими нарушениями, располагаются серии параллельных долеритовых даек со скринами офиолитовых габбро, перекрываемые геохимически сходными с ними базальтами среднего-позднего ордовика (мариинская, шемурская/кабанская и красноуральская свиты) [3]. В верхах вулканических ритмов свит, относящихся к позднему ордовику–раннему силуру, появляются риолиты и дациты. Разрез наращивается силурийскими базальт-андезит-дацитовый павдинской и андезибазальтовой именной свитами, перекрываемыми позднесилурийско-раннедевонской трахибазальт-трахитовой туринской (сосьвинской) свитой, завершающей эволюцию позднеордовикско-раннедевонской Тагильской палеоостроводужной дуги. Некоторые различия фациального состава разрезов фиксируются в разных частях Тагильской структуры, начиная с раннесилурийского возраста. В частности, в составе западных разрезов павдинской свиты преобладают флишеподобные тефроидные и туфовые отложения, восточнее сменяемые туфовыми и туфо-лавовыми разрезами; в венлокское время в центральной части Тагильской структуры появляются рифовые массивы [4]. Позднее, в девоне, дифференциация разрезов становится выраженной более ярко. В западной части структуры в девонское время накапливались преимущественно терригенно-карбонатные и карбонатные толщи, тогда как в восточной формировались вулканические базальт-андезитовой и базальт-андезит-дацитовой формаций, геохимически сходные с породами активных континентальных окраин и зрелых островных дуг. В последнее время появились данные о наличии между блоками мелководных шельфовых осадков и островодужных вулканических реликтов шовной зоны с пластинами девонских офиолитокластитов и кремнистых сланцев [5]. Это позволяет предполагать, что в составе Тагильской структуры тектонически совмещены фрагменты девонских терригенно-карбонатных и вулканогенно-осадочных последовательностей, формировавшихся в пределах двух палеообстановок – шельфа невулканической дуги (потухшей позднеордовикско-раннедевонской Тагильской островной дуги) и новообразованной активной барьерной островной дуги. Разделявший их морской бассейн, по-видимому, был в позднем девоне замкнут аккреционными процессами; тектонические фрагменты комплексов этого палеобассейна на Среднем Урале прослеживаются в зоне Серовско-Маукского разлома, а на Северном Урале – западнее этого шва. Завершение островодужного магматизма, проявления которого известны в составе лимкинской свиты $D_{2,3}$, вероятно, произошло в франком веке. Фаменские и раннекаменноугольные терригенные толщи содержат потоки и силлы базальтов рифтогенного или траппового типа [6], вероятно сформированные в обстановке скольжения. Тагильская структура вмещает мелкие и средние медноколчеданные месторождения, связанные с базальт-риолитовой формацией O_3-S_1 , а также скарново-магнетитовые тела в силурийских и раннедевонских толщах; для девонских островодужных образований характерны месторождения золота.

Граница Тагильского и Магнитогорского террейнов проходит по крупной шовной зоне Серовско-Маукского разлома.

Магнитогорская структура характеризуется исключительным многообразием обстановок формирования геологических комплексов. Существует большое количество авторских схем районирования и стратиграфии этой структуры; одно из последних таких исследований выполнено В.А. Масловым и О.В. Артюшковой [7]. В пределах Магнитогорской мегазоны, так же как и в Тагильской, выделяются две структурно-формационные зоны – Западно-Магнитогорская и Восточно-Магнитогорская. В.Н. Пучков [8] полагает, что эти зоны соответствуют фрагментам двух островных дуг – более древней Западно-Магнитогорской и более молодой Восточно-Магнитогорской, сформировавшихся над зонами субдукции с восточным падением. В истории Магнитогорской структуры выделяются три крупных этапа вулканизма – ордовикско-раннедевонский, девонский (эмско-франский) и раннекаменноугольный [7–9]. Первый этап представлен, главным образом, базальтами, ассоциируемыми с глубоководными осадками; особенности их геохимии свидетельствуют о формировании пород в обстановках, близких к океаническим бассейнам, выше по разрезу залегают породы базальт-риолитовой формации. Последняя трактуется некоторыми исследователями как островодужная, другими – как рифтогенная [8]. Не исключается также формирование ее, так же как и девонской баймак-бурибайской свиты, в условиях преддугового центра растяжения. В эмском веке происходит заложение палеозоны субдукции и островной дуги, предваряемое и сопровождаемое формированием умеренно-щелочных вулканитов чанчарского и мостостроевского комплексов и контрастно-дифференцированной риолит-базальтовой формации (колчеданосной баймак-бурибайской свиты). Собственно островодужный разрез начинается с андезит-базальтовой ирендыкской свиты позднего эмса–раннего эйфеля. Вышележащие эмско-франские вулканиты и осадочные толщи формировались в пределах островной дуги и внутридуговых рифтовых зон, а также преддуговых и задуговых бассейнов. В фаменско-ранневизейское время происходит накопление полимиктовой флишоидной зилаирской свиты, маркирующей аккрецию Западно-Магнитогорской дуги к окраине Восточно-Европейского палеоматерика; в раннем и среднем карбоне формировались мелководно-морские существенно карбонатные толщи. В Восточно-Магнитогорской зоне последовательность вулканических формаций в эйфеле–фране в общем соответствует таковой на западе Магнитогорской структуры. Фаменское время рассматривается как переходное, когда происходит «заклинивание» палеозоны субдукции с восточным падением и перескок ее на восток [8]. Раннекаменноугольные вулканиты имеют геохимические параметры рифтовых и островодужных магматитов и, вероятно, формировались в тыловой трансформной зоне активной континентальной окраины [10] над зоной субдукции с западным падением. В пределах Магнитогорской структуры локализованы крупные медно-колчеданные месторождения, связанные с базальт-риолитовой формацией, проявившейся на нескольких возрастных уровнях: позднеордовикско-раннесилурийском, эмском и эйфельском [7, 9]. Большое экономическое значение играют также каменноугольные скарново-магнетитовые месторождения.

Касаясь возможных причин различий состава и металлогении позднеордовикско-девонских вулканитов Тагильской и Магнитогорской палеостроводужных систем, можно предположить, что первая из них развивалась на гетерогенном фундаменте, включающем докембрийские блоки, а вторая – на раннепалеозойской океанической коре. Естественно, что необходимые для образования медно-цинковоколчеданных залежей локальные раздвиговые структуры с неглубоко залегающими магматическими очагами, формирующими рециклинговые гидротермальные системы в достаточно глубоководных условиях, более широко развиты в пределах Магнитогорской мегазоны; количество и запасы месторождений этого типа на Среднем Урале (Тагильская мегазона) значительно скромнее. С другой стороны, девонская вулкано-плутоническая ассоциация Тагильской мегазоны более специализирована на золото (Воронцовское, Крылатовское и другие месторождения).

Настоящее исследование выполнено в рамках темы «Геобиосферные процессы и их отражение в изотопно-геохимических характеристиках осадочных и вулканогенно-осадочных образований» № 0393-2016-0022.

Литература

1. Шалагинов В.В., Стефановский В.В. Легенда Среднеуральской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200000 (второе издание). Екатеринбург: ОАО УГСЭ, 2002. 92 с.
2. Петров Г.А. Геология допалеозойских комплексов средней части Уральского подвижного пояса: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. СПб: СПбГУ, 2017. 43 с.
3. Петров Г.А., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л., Рыбалка А.В. Предостроводужные палеоспрединовые комплексы Тагильской мегазоны (Средний и Северный Урал) // Изв Вузов. Геология и разведка. 2008. № 3. С. 35–42.

4. Десятниченко Л.И., Фадеичева И.Ф., Смирнов В.Н., Медведева Т.Ю., Бороздина Г.Н. Позднеордовикско-силурийские вулканические комплексы Тагильской зоны (восточный склон Среднего Урала): вещественный состав, возраст, уточненная схема расчленения // Литосфера, 2005. № 2. С. 68–96.
5. Петров Г.А., Наседкина В.А., Амон Э.О., Маслов А.В., Ронкин Ю.Л. Новые данные о возрасте и условиях формирования обломочных серпентинитов на восточном склоне Среднего Урала // Докл. РАН, 2009. Т. 427, № 5. С. 659–663.
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Уральская. Лист Р-41 – Ивдель. Объяснительная записка. СПб.: картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007. 318 с.
7. Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 288 с.
8. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
9. Серавкин И.Б. Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.
10. Тевелев А.В., Дегтярев К.Е., Тихомирова П.Л. Геодинамические обстановки формирования каменноугольных вулканических комплексов Южного Урала и Приуралья // Очерки по региональной тектонике: Тр. ГИН РАН. Вып. 561, т. 1. Южный Урал. М.: Наука, 2005. С. 213–247.

**РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЫ
ЖЕЛТАВСКОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН): ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ,
ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА, ПРОТОЛИТЫ**

**Пилицына А.В.¹, Третьяков А.А.¹, Дегтярев К.Е.¹, Сальникова Е.Б.²,
Ковач В.П.², Ковальчук Е.В.³**

¹Геологический институт РАН, г. Москва
an.pilitsyna@gmail.com

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

³Институт минералогии, геохимии и петрографии РАН, г. Москва

В западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) метаморфические комплексы традиционно рассматривались в качестве древнейших образований, слагающих фундамент докембрийских массивов. Однако детальные исследования этого региона позволили выделить среди метаморфических комплексов докембрийских массивов узкие тектонические зоны, сложенные интенсивно диафторированными кристаллическими сланцами с телами эклогитов, шпинелевых и гранатовых перидотитов, формирование которых связывают с субдукционными процессами, в которые вовлекались комплексы океанической и континентальной коры. Наиболее изученными комплексами такого рода в западной части ЦАСП являются зерендинская серия Кокчетавского массива (Северный Казахстан) [1], актюзский блок и макбальский комплекс в Северном Тянь-Шане [2, 3]. Полученные оценки возраста пика метаморфизма для эклогитов указанных комплексов в целом соответствуют интервалу кембрий-ордовик.

В пределах юго-восточной части Чу-Илийских гор в Южном Казахстане метаморфические комплексы различных ступеней приурочены к Желтавскому докембрийскому массиву. Наиболее широкое распространение имеют породы анрахайского комплекса, представленные амфибол-биотитовыми и мусковит-хлоритовыми ортогнейсами, которые зачастую содержат тела амфиболитов. Обе разновидности характеризуются гнейсовидной текстурой; однако амфибол-биотитовые ортогнейсы содержат большее модальное количество КПШ относительно плагиоклаза, в отличие от мусковит-хлоритовых ортогнейсов, где плагиоклаз преобладает. Изотопно-геохронологическое изучение аксессуарных цирконов (ID-TIMS) из амфибол-биотитовых ортогнейсов позволило получить оценку возраста 1841 ± 6 млн лет [4]. Для мусковит-хлоритовых ортогнейсов ранее была получена оценка возраста 741 ± 1 млн лет (SHRIMP II) [5]. Морфологические особенности внутреннего строения цирконов позволяют рассматривать полученные оценки в качестве возраста кристаллизации расплавов, родоначальных для протолитов гнейсов анрахайского комплекса. По химическому составу гнейсы соответствуют субщелочным гранитам железистой серии, а изотопные Sm-Nd характеристики ($\epsilon_{Nd} = -3.8$; $T_{Nd}(DM) = 2.6$ млрд лет) указывают на участие в их образовании неоархейского корового источника. Метаморфические образования анрахайского комплекса с юго-запада надвинуты на породы кояндинского комплекса, преимущественно сложенного диафторированными гранат-слюдяными сланцами, содержащими реликты фенгита, КПШ и кианита, указывающими на их высокобарическое происхождение [6]. Гранат-слюдяные сланцы содержат тела и линзы метаморфических образований различных ступеней, среди которых присутствуют кварциты, мраморы, амфиболиты и мусковит-хлоритовые сланцы (минеральные ассоциации которых указывают на низкие ступени преобразований) и гранатовые амфиболиты, эклогиты, гранатовые пироксениты, шпинелевые перидотиты высоких ступеней метаморфизма. Близкие петрохимические особенности гранат-слюдяных сланцев (SiO_2/Al_2O_3 5.5–8.6; CIA 61–74), превышающие типичные значения для PASS, указывают на преобразование в процессе химического выветривания и фракционирования в процессе транспортировки обломочного материала их метаосадочных протолитов. Гранат-слюдяные сланцы демонстрируют близкие умеренно фракционированные спектры распределения P3Э ($(La/Yb)_n = 8–16$) и отрицательную европиевую аномалию ($Eu/Eu^* = 0.54–0.61$), что предполагает образование их протолитов за счет одной группы источников сноса. Для обломочных цирконов из сланцев кояндинского комплекса были получены U-Pb-Th конкордантные оценки возраста (LA-ICP MS), находящиеся в интервалах 606–810, 932–1081, 1150–1320, 1454–1842, 2014–2746 млн лет, что свидетельствует о поступлении кластического материала из одной питающей провинции.

Таким образом, среди метаморфических комплексов Желтавского массива выделяются как метаосадочные, так и метамагматические породы, протолиты которых различаются природой и положением в разрезе литосферы. Геохронологические и изотопно-геохимические характеристики гнейсов анрахайского комплекса свидетельствуют о том, что их протолитами являлись нео- и палеопротерозойские гранитоиды, образо-

ванные при участии раннедокембрийского корового источника. Это позволяет предполагать, что до метаморфизма гранитоиды принимали участие в строении нижних и средних горизонтов континентальной коры докембрийского массива. Гнейсы и сланцы кояндинского комплекса образованы в результате метаморфизма зрелых континентальных осадков. Изотопно-геохронологические данные о возрастах детритовых цирконов позволяют рассматривать в качестве нижнего возрастного предела накопления их протолита оценку около 600 млн лет. Широкий возрастной интервал детритовых цирконов указывает на то, что эрозии подвергались комплексы нео- и мезопротерозойского, а также палеопротерозойского и неоархейского возрастов. Исходя из этого, протолитом для гранат-сланцев являлись позднедокембрийские терригенные породы верхней континентальной коры, которые широко распространены в пределах докембрийских массивов западной части ЦАСП [7].

При этом особенности минерального и химического составов эклогитов, гранатовых пироксенитов, шпинелевых перидотитов и вмещающих их гранат-сланцев кояндинского комплекса указывают на то, что протолиты пород, по всей видимости, вовлекались в субдукционно-коллизийные процессы в течение единого (общего) этапа, и впоследствии были совместно эксгумированы в субдукционном канале. Полученные P-T оценки пика метаморфизма эклогитов и гранатовых пироксенитов ($T = 750\text{--}850\text{ }^{\circ}\text{C}$; $P = 15\text{--}19$ кбар) [8], шпинелевых перидотитов (оценка перехода гранатового в шпинелевый перидотит; $T = 600\text{--}850\text{ }^{\circ}\text{C}$; $P = 11.5\text{--}14.5$ кбар) [9] и вмещающих их гранат-сланцев ($T = 780\text{--}850\text{ }^{\circ}\text{C}$; $P = 15\text{--}18$ кбар) [in prep.] также близки и подразумевают возможное совместное преобразование комплексов океанической и континентальной коры в условиях эклогитовой фации. Возраст пика метаморфизма для цирконов, выделенных из гранатовых пироксенитов, оценивается в 489 ± 9 млн лет (SHRIMP II), что соответствует границе кембрия-ордовика [10]. Обедненные ураном метаморфические каймы в детритовых цирконах из гранат-сланцев были также проанализированы (LA-ICP MS); полученный возрастной интервал (460–486 млн лет) интерпретируется как время пиковой стадии метаморфизма и соответствует позднему кембрию.

Присутствие среди докембрийских метаморфических комплексов Жельтавского массива метаосадочных и метамагматических пород с реликтами высокобарических минеральных ассоциаций позволяет считать, что фрагменты различных частей его литосферы были погружены на глубины, соответствующие условиям эклогитовой фации; эти процессы можно связывать с раннепалеозойскими субдукционно-коллизийными процессами.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ (проект № 14-27-00058).

Литература

1. Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Шацкий В.С., Ащепков А.Б., Бакиров А.Б., и др. Эклогиты и глаукофановые сланцы складчатых областей. Новосибирск: Наука, 1989. 236 с.
2. Kröner A., Alexeiev D. V., Hegner E., Rojas-Agramonte Y., Corsini M., Chao Y., Wong J., Windley B.F., Liu D., Tretyakov A.A. Zircon and muscovite ages, geochemistry, and Nd-Hf isotopes for the Aktyuz metamorphic terrane: Evidence for an Early Ordovician collisional belt in the northern Tianshan of Kyrgyzstan // *Gondwana Research*. 2012. V. 21. P. 901–927.
3. Klemd R., Gao J., Li J.L., Meyer M. Metamorphic evolution of (ultra)-high-pressure subduction-related transient crust in the South Tianshan Orogen (Central Asian Orogenic Belt): Geodynamic implications // *Gondwana Research*. 2015. V. 28. P. 1–25.
4. Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., и др. Палеопротерозойские анорогенные гранитоиды Жельтавского сиалического массива (Южный Казахстан): структурное положение и геохронология // *Докл. РАН*. 2016. № 466 (1). С. 14–19.
5. Kröner A., Windley B.F., Badarch G., Tomurtogoo O., Hegner E., Jahn B.M., Gruschka S., Khain E.V., Demoux A., Wingate M.T.D. Accretionary growth and crust formation in the Central Asian orogenic belt and comparison with the Arabian–Nubian shield // “4-D Framework of Continental Crust”/ Hatcher R.D., Carlson M.P., McBride J.H., Martínez, Catalán J.R. (Eds.) // *Geol. Soc. Amer. Mem.* 2007. P. 181–209.
6. Kotková J. High-pressure granulites of the Bohemian Massif: Recent advances and open questions // *Journ. Geosci.* 2007. V. 2, P. 45–71.
7. Degtyarev K., Yakubchuk A., Tretyakov A., Kotov A., Kovach V. Precambrian geology of the Kazakh Uplands and Tien Shan: An overview // *Gondwana Res.* 2017. V. 47. P. 44–75.
8. Pilitsyna A.V., Tretyakov A.A., Degtyarev K.E., Cuthbert S.J., Batanova V.G., Kovalchuk E. V. Eclogites and garnet clinopyroxenites in the Anrakhai complex, Central Asian Orogenic Belt, Southern Kazakhstan: P–T evolution, protoliths and some geodynamic implications // *Journ. of Asian Earth Sci.* 2018. V. 153. P. 325–345.
9. Pilitsyna A.V., Tretyakov A.A., Alifirova T.A., Degtyarev K.E., Kovalchuk E.V. The first find of spinel peridotite in the Southern Kazakhstan: structure, composition, and parameters of high-pressure metamorphism // *Dokl. RAS*. 2017. V. 476, Pt 1. P. 1–4.
10. Alexeiev D.V., Ryazantsev A.V., Kröner A., Tretyakov A.A., Xia X., Liu D.Y. Geochemical data and zircon ages for rocks in a high-pressure belt of Chu-Yili Mountains, southern Kazakhstan: Implications for the earliest stages of accretion in Kazakhstan and the Tianshan // *Journ. of Asian Earth Sci.* 2011. V. 42. P. 805–820.

РУДНЫЕ РАЙОНЫ БОЛЬШОГО АЛТАЯ В МАТЕРИАЛАХ КОСМИЧЕСКИХ СЪЕМОК

Поцелуев А.А., Ананьев Ю.С., Житков В.Г.

Томский политехнический университет, г. Томск
poceluevaa52@mail.ru

Большой Алтай характеризуется наличием многочисленных месторождений различного масштаба и рудно-формационной специализации. В настоящем сообщении обсуждаются некоторые рудные районы редкометалльных, золоторудных и полиметаллических месторождений Горного Алтая, Рудного Алтая и Западной Калбы.

Район Калгутинского редкометалльного месторождения локализован внутри крупной изометричной кольцевой структуры, диаметром более 50 км. Структура приурочена к узлу пересечения трех зон разломов северо-западного (около 330°), северо-восточного (30°) и северо-восточно – субширотного (около 80°) направления. Наряду с преобладающими по численности линейными структурами протяженностью от 5 до 30 км, создающими в центре района структуру «битой тарелки», выделяются крупные линейные зоны, пересекающие весь район и выходящие за пределы его пределы. При этом Калгутинское месторождение находится в узле их пересечения.

Внутренняя структура района характеризуется телескопированным эксцентричным характером расположения 20-ти кольцевых структур (КС), диаметр которых уменьшается до 5 км. При этом от КС большего диаметра к меньшей происходит закономерная локализация площади, в центре которой находится Калгутинский массив и само одноименное месторождение. При явной телескопированности, эти структуры характеризуются выраженной эксцентричностью – их центры смещаются в запад – северо-западном направлении.

Важной характеристикой КС является положение ее центра и глубина заложения очага, с которым связано образование КС. В соответствии с представлениями [1] рассчитана глубина формирования КС, которая последовательно уменьшается от КС большего размера к меньшему от 15.8 до 5.1 км. Принимая во внимание, что положение центров в плане соответствует области энергетического очага, последовательное соединение центров показывает траекторию (проекция на горизонтальную плоскость) пульсационного развития эндогенной системы. Полученная таким образом траектория указывает на то, что в целом при подъеме очага к поверхности он смещался с востока – юго-востока на запад – северо-запад.

Возможно, это была серия последовательно сформировавшихся очагов, которые имели генетическую или парагенетическую связь и длительное время развивались одновременно. Иначе говоря, структура, контролирующая развитие Калгутинской рудно-магматической системы погружается с запад – северо-запада на восток – юго-восток. Такой вывод подтверждается результатами геолого-геофизического моделирования с использованием данных гравиметрии [1].

Западно-Калбинская металлогеническая зона Зайсанской складчатой системы вмещает 18 золоторудных полей (Миалинское, Костобе-Эспинское, Кызыловское, Акжальское, Боко-Васильевское, Баладжальское, Суздальское, Алайгырское, Джумбинское, Кара-Чоко, Лайлинское, Кулуджунское и др.), расположенных в поперечно-диагональных структурах II порядка одноименного складчато-рифтогенного пояса.

В Западной Калбе отчетливо проявлены космоструктуры линейной и кольцевой (дуговой) морфологии [2]. Среди линейных преобладают структуры северо-западного, субширотного, субмеридионального и северо-восточного простирания, которые соответствуют глубинным разломам различного уровня заложения.

Закономерное сочетание части линейных и КС позволило выделить четыре очаговые структуры – Джерек-Суздальскую, Кедейскую, Кызыловскую и Джумбинскую. С учетом данных о глубинном строении изучаемой территории, определены уровни их заложения: Кызыловская и Джумбинская – верхне-мантийный – нижнекоровый (активная верхняя мантия – раздел М), а Джерек-Суздальская и Кедейская – среднекоровый (раздел сиалического и гранулитобазитового комплекса). Кызыловская и Джумбинская очаговые структуры отражают прогибание поверхности М, Джерек-Суздальская и Кедейская – Семипалатинское поднятие астеносферы.

В связи с дискретностью проявления КС в строении очаговых структур, следует считать, что развитие последних проходило пульсационно. Максимальные энергетические эффекты в развитии очаговых структур приходятся на основные сейсмические границы – поверхность М, раздел сиалического и гранулитобазитового комплекса, раздел гранитного и диоритового слоев, раздел седиментного и гранитного слоев.

По закономерному сочетанию линейных и кольцевых структур в пределах Западно-Калбинской металлогенической зоны выделены четыре очаговые структуры, в контурах которых закономерно располагаются известные рудные поля (Кызыловское, Боко-Васильевское, Суздальское, Джумбинское, Баладжальское, Миалинское и др.).

Космоспектральный анализ показал, что по значимым величинам кварцевого индекса, в пределах очаговых структур, выделяются участки округлой формы диаметром 10–25 км, которые фиксируют надинтрузивные зоны окварцевания. К краевым частям таких зон тяготеют известные месторождения и рудопроявления. На примере Бакырчикского рудного района показана связь дешифрируемых структурно-вещественных элементов с рудными таксонами.

Структурно-вещественное дешифрирование космоматериалов локального уровня генерализации позволило установить основные признаки проявления рудных полей. К таковым отнесены: системы телескопированных кольцевых структур диаметром 1.5–32 км в узлах сопряжения продольных, поперечных и диагональных разломов; сближенные линейные зоны со следами гидротермальной деятельности, выделенные по значимым величинам кварцевого и серицит-мусковит-глинистого индексов, в отдельных случаях двухвалентного железа, в ореолах высоких значений индексов трехвалентного железа.

На основе структурно-вещественного дешифрирования космоматериалов детального уровня генерализации определены главные признаки месторождений и рудных зон: участки и линейные зоны со значимыми величинами серицит-мусковит-глинистого минерального индекса, с локальными участками высоких значений индекса «Железная шляпа», окруженные высокими показателями индексов трехвалентного железа.

Разномасштабные космогеологические работы по изучению Рудного Алтая в последние годы [3–4] позволили установить, что он является составным элементом тектонической структуры глобального масштаба, названной нами Алтай-Монгольским мегашвом. Данная геологическая система имеет общее северо-западное простирание и прослежена на расстояние в 2500 км по территории западной Монголии, северного Китая, восточного Казахстана и России, где она уходит по мощный чехол рыхлых отложений. Ширина выхода структуры на дневную поверхность достигает 700 км. Алтай-Монгольский мегашов представляет собой иерархически самоподобную линзовидно-блоковую геологическую систему. Размеры тектонических линз первого порядка достигают размера 700×400 км. Тектонические линзы представляют собой относительно жесткие блоки, а межлинзовое пространство выполнено относительно пластичными ассоциациями горных пород (зонами пластического течения).

Рудный Алтай в целом представляет собой в данной мегасистеме межблочную зону пластических деформаций для линз I иерархического уровня.

Анализ полученных данных позволяет предложить следующую схему космогеологических структур Рудного Алтая, основными элементами которой являются: – главная тектоно-металлогеническая зона северо-западного простирания; – тектонические линзы (глыбовые массивы), входящие в состав Главной зоны; – Северо-Восточная зона смятия; – деформационно-метаморфические рудоконтролирующие зоны; – субширотные сбросо-сдвиговые структуры; – кольцевые и дуговые структуры различного генезиса; – прочие, осложняющие разрывные нарушения.

Главная тектонометаллогеническая зона представляет собой зону смятия и дробления с широко развитыми дизъюнктивными и пликативными структурами. Видимая мощность зоны в южной части – 60, в центральной – 130, а на северо-западном фланге – 46 км. Данная структура на северо-западе перекрывается мощным (до 350 м) чехлом неоген-четвертичных отложений. В состав зоны входят тектонические линзы, ориентированные согласно простиранию главной тектоно-металлогенической зоны. Их размер изменяется от 81×23 км до 27×11 км.

Субширотные сбросо-сдвиговые структуры осложняют строение Главной тектоно-металлогенической зоны и ее составных частей. На наш взгляд, их возникновение связано с формированием главной зоны в качестве сопряженных структур при сдвиговых деформациях вдоль нее. Впоследствии, вертикальные смещения по широтным разломам сформировали ступенчато-блоковое строение главной зоны. При этом максимально опущенными являются северо-западные блоки.

Анализ полученных данных показывает, что все известные районы Рудного Алтая располагаются в пределах главной тектоно-металлогенической зоны, в пределах деформационно-метаморфических («рудоконтролирующих» металлогенических) зон, в тенях давления тектонических линз, во внутренних частях вулканогенных или комбинированных КС с радиусами 14–25 км.

Структурно-вещественный анализ материалов современных космических съемок различного уровня генерализации позволяет получить качественно новую информацию об особенностях локализации и внутреннего строения рудных районов, узлов, рудных полей и месторождений.

Литература

1. Поцелуев А.А., Ананьев Ю.С., Анникова И.Ю. и др. Космоструктурная модель района Калгутинского редкометалльного месторождения (Горный Алтай) // Изв. ТПУ, 2007. Т. 311, № 1. С. 45–53.
2. Ананьев Ю.С., Поцелуев А.А., Житков В.Г. Космоструктурные модели золоторудных объектов Западной Калбы // Изв. ТПУ. 2010. Т. 317, № 1. С. 35–41.
3. Поцелуев А.А., Ананьев Ю.С., Житков В.Г. и др. Дистанционные методы геологических исследований, прогноза и поиска МПИ (на примере Рудного Алтая). 2-е изд. доп. и испр. Томск: STT, 2010. 228 с.
4. Житков В.Г., Ананьев Ю.С., Поцелуев А.А. Закономерности геологического строения и металлогении Рудноалтайской сдвиговой зоны на основе анализа современных мультиспектральных космических снимков / Материалы 3-й Международ. науч. конф. «Корреляция алтаид и уралид: магматизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения». Новосибирск: ИГиМ СО РАН. 2016. С. 76–78.

**ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ VMS МЕСТОРОЖДЕНИЙ В РУДНОМ АЛТАЕ
НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРТЕМЬЕВСКОЕ И МАЛЕЕВСКОЕ**

Пяткова А.П., Мизерная М.А., Мирошникова А.П., Черненко З.И.

*Восточно-Казахстанский Государственный Технический университет
им. Д. Серикбаева, г. Усть-Каменогорск
korajiji@mail.ru*

Рудный Алтай входит в число крупнейших колчеданосных рудных провинций мира. Колчеданно-полиметаллические месторождения данного региона Казахстана отвечают крупнейшей вспышке вулканогенного колчеданообразования в девоне-раннем карбоне. По богатству полезных ископаемых рудно-алтайский пояс уникален.

Рудноалтайские месторождения характеризуются высоким содержанием металлов (в среднем, %: Cu – 1.3, Pb – 1.1, Zn – 4.0). Суммарное содержание цветных металлов (Cu + Pb + Zn) очень высокое в отличие от других рудных провинций мира. Выделяется четыре основных рудных района: Лениногорский, Зыряновский, Прииртышский и Южноалтайский. Два крупнейших месторождения Прииртышского и Зыряновского рудных районов рассмотрены в данной статье [1].

Артемьевское месторождение находится в Прииртышском рудном районе на территории Шемонаихинского района Восточно-Казахстанской области. В геологическом строении месторождения принимают участие вулканогенно-осадочные отложения девона, подразделяемые на лосишинскую, таловскую, гериховскую свиты, которые прорваны крупными субвулканическими телами кислого и основного состава и дайками плагиогранит – порфиоров, диабазовых и андезито – дацитовых порфириров.

На Артемьевском месторождении выделено семь рудных залежей (с северо-запада на юго-восток): Камышинская, Основная, Промежуточная, Восточная, Юго-Восточная, Западная и Центральная. Рудные залежи образуют единую линейную систему рудных тел, приуроченных к контакту таловской свиты (кремнисто-порфиновый структурно-породный парагенезис), перекрываемой повсеместно отложениями гериховской свиты (алевролитово-базальтовый структурно-породный парагенезис).

Руды принадлежат к единому природному типу первичных богатых колчеданно-полиметаллических руд с повышенным, для наиболее богатых руд полиметаллической группы - высоким содержанием золота и серебра.

По содержаниям ведущих компонентов руды соотношениям рудных минералов Артемьевского месторождения выделялось пять природных сортов сульфидных руд: баритополиметаллический (барита свыше 5%, свинца более 0,6 %); полиметаллический (барита менее 5 %, свинца более 0.6 %); медно-цинковый (свинца менее 0,6 %, цинка свыше 1 %); медный (меди свыше 1 %, остальные компоненты ниже указанных пределов);

Выявлено наличие двух полярных рудных ассоциаций: свинцово-цинковая с благородными металлами, баритом, кадмием, ртутью, сурьмой, мышьяком и таллием – ассоциация висячего бока рудных залежей; медно-висмутовая с пиритом – ассоциация лежачего бока залежей.

Особенностью Артемьевского месторождения является решающая роль в его запасах наиболее высоких классов содержания цинка, свинца, золота, серебра и связанных с ними попутных компонентов. Содержание свинца в рядовых пробах барит-полиметаллических руд достигает 25 %, цинка – 52.1 %. Золото и серебро концентрируются преимущественно в барит-полиметаллических рудах [2].

Зыряновский рудный район в структуре Рудного Алтая занимает крайнее юго-восточное положение. За длительный период освоения и геологического изучения здесь выявлено более 150 рудных проявлений цветных металлов, которые по структурно-формационной приуроченности группируются в рудные узлы. Основную промышленную ценность представляет Ревнюшинский рудный узел. Рудный узел пространственно совпадает с одноименной горст-антиклинальной структурой и расположен в центральной части района. Площадь рудоносности горст-антиклинали составляет около 250 км². В среднем одно сульфидное проявление на этой территории приходится на 1.5–2.0 км², а одно месторождение – на 12–15 км².

Все известные месторождения, рудопоявления и точки минерализации размещаются главным образом на четырёх рудных полях: Зыряновском, Греховском, Малеевско-Путинцевском и Богатырёвско-Осочихинском.

На Малеевском месторождении выделяют шесть природных подтипов руд (по минералого-геохимическим признакам), которые в последующем объединяются в два технологических типа: полиметаллический и колчеданный медно-цинковый. Главными рудными компонентами являются: цинк, медь, свинец; присутствуют:

золото, серебро, кадмий, висмут, индий, селен, теллур, сурьма, мышьяк и другие элементы. Главными рудообразующими минералами являются пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, второстепенными – блеклая руда, пирротин, магнетит. Из редких элементов-спутников установлены: самородное золото, серебро, сурьма, висмут, электрум, висмутин, молибденит, кобальтин, пираргирит и др. Среди нерудных наиболее распространены: кварц, хлорит, кальцит, барит, актинолит, тремолит [1].

Первичные руды являются комплексными и, кроме цветных металлов, серы, бария, в них содержатся в повышенных концентрациях: золото, серебро, кадмий, ртуть, висмут, молибден, кобальт, мышьяк, сурьма, селен и в существенных количествах – таллий, теллур, галлий, индий, германий, никель. Носителями и концентраторами попутных компонентов служат сульфидные минералы. Поэтому распределение их в пространстве не равномерное и зависит от степени сульфидной насыщенности и характера локализации минеральных типов руд, каждый из которых характеризуется содержанием определенного комплекса элементов.

По количеству и соотношениям ведущих рудных минералов на Малеевском месторождении можно выделить пять основных природных сортов руд: барит-полиметаллический (барита свыше 5 %, свинца более 6 %); полиметаллический (барита менее 5 %, свинца более 0.6 %); медно-цинковый (свинца менее 0.6 %, цинка свыше 1 %); медный (меди свыше 1 %, остальные компоненты ниже указанных пределов); серебро-полиметаллический малосульфидный бедный.

Процессы рудообразования, этапы формирования данных объектов до сих пор изучены не полностью. Изучение подобных месторождений позволяет совершенствовать теоретические методы исследований, планирование научно-исследовательских и геологоразведочных работ и, как следствие, создает предпосылки открытия новых рудных районов и месторождений [3].

Литература

1. Юдовская М.А. Автореферат диссертации по теме «Минералого-геохимические особенности и условия формирования руд Малеевского месторождения на Рудном Алтае. М.: МГУ. 1995.
2. Рафаилович М.С. Геология золота Центральной Азии: эволюция, метасоматические формации, взрывные брекчии. Алматы, 2013. 423 с.
3. Большой Алтай – уникальная редкометалльная-золото-полиметаллическая провинция: Материалы Междунар. конф. Алматы–Усть-Каменогорск, 2010.

ВЕНД-КЕМБРИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ДООРДОВИКСКОЙ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ДЕТРИТНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ОРДОВИКСКИХ ТОЛЩ

Рязанцев А.В.¹, Кузнецов Н.Б.^{1,2,3}, Дегтярев К.Е.¹, Романюк Т.В.^{2,3}, Толмачева Т.Ю.⁴

¹Геологический институт Российской Академии наук, г. Москва

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской Академии наук, г. Москва

³Российский государственный университет нефти и газа им. М.И. Губкина, г. Москва

⁴Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), г. Санкт-Петербург

В различных структурных зонах Южного Урала распространены терригенные толщи нижнего, или нижнего-среднего ордовика, которые рассматриваются, как чехлы, несогласно перекрывающие доордовикские комплексы. Формирование этих толщ связывается с континентальным рифтогенезом [1]. Данные по детритовым цирконам (DZr) из терригенных ордовикских толщ в различных структурных зонах [2] позволяют предполагать, что они сформированы на единой континентальной окраине, на которой был проявлен тиманско-кадомский тектогенез. Наиболее ярко выраженная и многочисленная группа DZr охватывает интервал 500-600 млн лет. В Сакмарской зоне и в Восточно-Уральской мегазоне многочисленные DZr представляют ювенильный источник ($\epsilon_{\text{Hf}} > 1$) с модельным возрастом субстрата ($T_{\text{DM}}^{\text{c}} = 0.7-1.5$ млрд лет).

Новые данные свидетельствуют о широком распространении магматических вендских и кембрийских комплексов на Южном Урале, которые являются источником DZr в ордовикских толщах.

Вендские комплексы выделяются на юге зоны Уралтау. В их разрезе (около 2800 м) преобладают вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы, интродуцированные вендскими гранитами. По цирконам из дацитовых туфов U/Pb методом (SHRIMP) получено конкордантное значение возраста 591.5 ± 3.5 млн лет. Для гранитоидов ранее получены значения 590 ± 4 , 577.8 ± 8.6 , 543.2 ± 4.6 млн лет [3].

Вендские вулканы принадлежат дифференцированной от базальтов до риолитов серии. Преобладают породы нормальной щелочности натриевого типа. Значительная роль в разрезе принадлежит субщелочным породам, состав которых варьирует от трахибазальтов до трахидацитов. Вулканы принадлежат известково-щелочной и толеитовой сериям. Гранитоиды соответствуют диоритам, плагиогранитам и лейкогранитам субщелочной, известково-щелочной серии. Геохимические особенности эффузивов и гранитов свидетельствуют в пользу их формирования на активной континентальной окраине.

В разрезе нижнего кембрия в Сакмарской зоне преобладают подушечные базальты, лавобрекчии базальтов, образующие потоки. Иногда между потоками залегают маломощные (0.5–2 м) линзы кварц-аркозовых, вулканомиктовых, или туфогенных песчаников и алевролитов. Базальты содержат линзы известняков с археоциатами атдабанского и низов боттомского яруса. К верхам разреза относится точка с верхнекембрийскими конодонтами *Phakelodus* sp. С вулканидами ассоциируют малые тела перидотит-габбро-гранитного комплекса. Слюдяные перидотиты представлены обломками в кимберлитоподобных брекчиях. Состав вулканидов варьирует в основном от базальтов-андезитобазальтов до трахибазальтов и трахиандезитов. Отмечаются пикриты и риолиты. Породы основного и среднего составов принадлежат к известково-щелочной и толеитовой сериям. В породах основного состава характерны повышенные содержания MnO, достигающие 4.2%. Mn входит в состав шпинели, ильмено-рутила и карбоната. Карбонат не только заполняет миндалины, но чистые его разновидности выполняют интерстиции между плагиоклазами и темноцветными минералами. В габбро-долеритах и гранофировых гранитах присутствует обильная вкрапленность пирита и халькопирита. Состав кембрийских пород отвечает как островаджунным, так и внутриплитным комплексам.

Выделение докембрийских комплексов, в восточных зонах Южного Урала является предметом дискуссий. Здесь широко распространены гнейсово-мигматитовые и амфиболит-гнейсово-сланцевые комплексы, которые традиционно рассматривались, как выступы докембрия. Работы последних лет показали, что метаморфизм имеет палеозойский возраст и они не могут рассматриваться, как докембрийские метаморфические комплексы [4–6]. Для гранитогнейсов в ряде работ доказывается среднепалеозойский возраст их протолита и близкий к нему возраст метаморфизма [5, 6]. Остается нерешенной проблема возраста протолита парагнейсов. Новые данные показывают, что в строении гнейсово-мигматитовых комплексов принимают участие доордовикские образования.

Вблизи экзоконтакта Суундукского массива каменноугольных и пермских гранитов гранито-гнейсы име-

ют субмеридиональную полосчатость и прорваны жилами гранатовых метааплитов. Гранито-гнейсы содержат крупные линзы слоистых парагнейсов, смятых в складки (М-тип). Из метааплитов U/Pb методом (SHRIMP) по цирконам получены конкордантные значения возраста протолита 477.8 ± 5.2 млн лет. По цирконам из гнейсов слоистой толщи, состав которых отвечает высокоглиноземистым андезитам (вероятно туфы), этим же методом получено конкордантное значение возраста 528.6 ± 5.9 млн лет.

На юге Восточно-Уральской мегазоны в Мугоджарах, широко распространены гнейсы, амфиболиты и гранитоиды, для которых приводятся определения возраста K-Ar методом, в интервале 500–600 млн лет [7].

Анализ состава детритных цирконов и геохимических особенностей тонкой кластики из доордовикских толщ Башкирского мегантиклинория (БМА) показывает, что в рифее основным поставщиком обломочного материала в осадочные бассейны, представленные в БМА, выступала Восточно-Европейская платформа (Балтика), а в венде появился новый «небалтийский» источник [8, 9]. В венде появляется группа цирконов позднемезопротерозойского и раннеэопротерозойского возраста (800–1300 млн лет). Такие же группы DZr широко представлены в ордовикских песчаниках БМА, Кракинских аллохтонов. Изучение Lu-Hf системы этих цирконов, для которых типичны $\epsilon_{\text{Hf}}(t) > 1$ (ювенильный источник с модельным возрастом (T_{DM}^{C}) = 1.5–2 млрд лет), позволяет связывать происхождение этих цирконов с островодужной системой. Можно предполагать, что в конце позднего рифея (середина криогения) началась коллизия островодужной системы и пассивной континентальной окраины ВЕП (Балтики). Началу коллизии соответствует появление перерывов и несогласий в разрезе БМА, интрузии барангуловского габбро-гранит-лейкогранитовый комплекса (723–728 млн лет) [10] на севере зоны Уралтау. Наиболее интенсивно коллизия проявилась к началу венда, когда возник ороген и с несогласием на разных уровнях верхнего рифея начали накапливаться терригенные толщи с грубообломочным материалом. Отмечается появление кластики, возникшей за счет основных/ультраосновных магматических (и/или метаморфических) образований [9]. Вероятный источник этой кластики – обдурцированные комплексы довендской океанической литосферы. На этом этапе окраина начала развиваться в активном режиме с формированием окраинно-континентального вулканоплутонического пояса и ювенильного корового субстрата.

Изотопные данные по метаморфическим и магматическим комплексам восточных зон Южного Урала, в частности низкие (0.704–0.705) значения $87\text{Sr}/86\text{Sr}$ позволяют предполагать их формирование в структуре относительно молодой континентальной коры, или островной дуги В пользу существования в палеозое блоков с ювенильной корой свидетельствуют также значения модельного возраста, полученного для разных магматических и метаморфических комплексов, в диапазоне 766–1100 млн лет [6, 11, 5 и ссылки в этих работах]. Формирование ювенильной коры в венде-кембрии объясняет эти данные.

Фрагментом латеральной зональности активной окраины вероятно является белорецкий эклогит-амфиболитовый комплекс Маярдакского антиклинория. Мы не исключаем, что формирование и эксгумация метаморфических пород белорецкого комплекса, который содержит метаморфические образования нижней и средней коры, происходило в венде по сценарию комплексов метаморфических ядер кордильерского типа

Работа выполнена в рамках темы государственного задания № 0135-2016-0009 Геологического института РАН и поддержана грантом РФФИ № 14-27-00058.

Литература

1. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
2. Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е., Романюк Т.В. и др. Результаты U/Pb-изотопного датирования и изучения Lu/Hf-изотопных характеристик обломочных цирконов из ордовикских толщ Южного Урала и Кокчетавского массива // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещ. Вып. 14. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2016. С. 149–152.
3. Самыгин С.Г., Белова А.А., Рязанцев А.В., Федотова А.А. // Докл. РАН. 2010. Т. 432, № 5. С. 644–649.
4. Иванов К.С., Панов В.Ф., Лиханов И.И. и др. Докембрий Урала // Горные ведомости. 2016. № 9. С. 4–28.
5. Götz I., Bombach K., Kröner U., Ivanov K.S. Protolith and deformation age of the Gneiss-Plate of Kartali in the southern East Uralian Zone // Intern. Journ. of Earth Sci. (Geol Rundsch). 2004. V. 93 (4), 475–486.
6. Ферштатер Г. Б., Бородин Н. С., Солошенко Н. Г., Стрелецкая М. В. Новые данные о природе субстрата южноуральских позднепалеозойских гранитов // Литосфера. 2015. № 3. С. 5–16.
7. Докембрий и нижний палеозой Западного Казахстана. М.: Изд-во МГУ. 1977. 268 с.
8. Кузнецов Н.Б., Романюк Т.В., Шацилло А.В. и др. Первые результаты массового U/Pb-изотопного датирования (LA-ICP-MS) детритных цирконов из ашинской серии Южного Урала – палеогеографический и палеотектонический аспекты // Докл. РАН. 2012. Т. 447, № 1. С. 73–79.
9. Маслов А.В., Мизенс Г.А., Вовна Г.М. и др. О некоторых общих особенностях формирования терригенных отло-

жений Западного Урала: синтез данных изотопного U-Pb датирования обломочных цирконов и геохимических исследований глинистых пород // Литосфера. 2016. № 3. С. 27–46.

10. Краснобаев А. А., Козлов В. И., Пучков В. Н. и др. Полигенно-полихронная цирконология и проблема возраста Барангуловского габбро-гранитного комплекса // Докл РАН. 2007. Т. 416. С. 241–246.

11. Осипова Т.А. Источники гранитоидов Главной гранитной оси Урала: Sm-Nd, Rb-Sr и U-Pb данные // Материалы XI Всерос. петросовещ. «Магматизм и метаморфизм в истории Земли». Екатеринбург: **Институт геологии и геохимии**. Т. II. 2010. С. 111–112.

ВУЛКАНОГЕННЫЙ ДЕВОН В МЕТАМОРФИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ СПАССКОГО АНТИКЛИНОРИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И ПРОБЛЕМА ПРИСУТСТВИЯ В СТРУКТУРЕ ДОКЕМБРИЯ

Рязанцев А.В.¹, Толмачева Т.Ю.², Дегтярев К.Е.¹, Антонюк Р.М.³

¹Геологический институт Российской академии наук (ГИН РАН), г. Москва

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ), г. Санкт-Петербург

³ТОО «Центргеолсьемка», г. Караганда

Широтная ветвь Девонского вулканического пояса и сопряженные структуры демонстрируют фрагмент палеозональности активной континентальной окраины Андского типа [1]. К югу от пояса, сложенного вулкано-генными толщами нижнего-среднего девона, сформированными преимущественно в наземной обстановке [2, 3], распространены вулкано-генные и вулкано-генно-осадочные породы, формирование которых связывается с прибрежно-морскими обстановками во фронтальной части вулканического пояса. Разрез, в котором заметный объем занимают тефроида, представлен саумалкольской свитой (D₁) и карасорской серией (D_{2,3}) [2, 4]. Толщи слагают Карасорский синклинорий на северо-востоке и Спасский антиклинорий на юго-западе. Южнее протягивается Нуринский синклинорий – реликт преддугового флишевого прогиба, заполненного терригенными толщами силура-девона [5, 6].

В Спасском антиклинории в 150 км на восток от Караганды выделяется Матакский блок, в котором вулкано-генные и вулкано-генно-осадочные породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев [7, 8]. Породы рассланцованы и смяты в складки нескольких генераций, ранние из которых представлены лежащими складками северной vergentности. Возраст комплекса дискуссионный. Он рассматривался, как девонский [9], или как докембрийский и раннепалеозойский [7, 10]. В результате проведенных исследований в разрезе комплекса обнаружены девонские органические остатки, а возраст цирконов из туфов определен, как среднедевонский.

Матакский блок обнажается в ядре антиформы, осложненной нормальными разломами. С севера он отделен Байдаулет-Карасорским левым сдвигом от неметаморфизованных вулкано-генно-осадочных комплексов Карасорского синклинория. На юго-востоке блок разломом отделяется от терригенных девонских толщ Нуринского синклинория. На южном крыле антиформы на Матакский блок надвинуты неметаморфизованные вулкано-генно-осадочные породы карасорской серии (D_{2,3}). Комплексы Матакского блока и смежных структур несогласно перекрываются терригенными и вулкано-генными толщами нижней перми [11, 2]. На нижнем структурном уровне в ядрах антиформ залегает толща (более 1000 м), представленная переслаивающимися базальтами, туфами риолитов, известняками, углеродистыми сланцами, железистыми микрокварцитами. На среднем структурном уровне залегает толща (около 500 м), в которой преобладают тефроида кислого состава, риолиты, дациты, с горизонтом железо-марганцевых руд. Среди тефроидов присутствуют кристаллокластические разности грубопесчаной размерности. Отмечаются горизонты туфогенных конгломератов и кремнистых туффитов. На верхнем структурном уровне в ядрах синформ залегает толща (около 1200 м), представленная переслаивающимися порфиринов среднего и основного состава и их туфами.

Из известняков толщи нижнего структурного уровня растворением выделены чешуи акантодовых рыб расцвет которых приходится на венлок. По мнению А. Иванова (Ленинградский ГИ), представленные формы скорее характерны для девона. В кремнистых туффитах толщи на среднем структурном уровне в одних и тех же образцах обнаружен обильный детрит конодонтов и граптолитов. Среди конодонтов В. Аристовым (ГИН РАН) определены распространенные с девона *Icriodus* sp. Найденные граптолиты плохой сохранности, однако с учетом того, что последние монографитиды вымерли в лохкове, туффиты, в которых обнаружены конодонты и граптолиты относятся к лохкову.

Из туфов дацитов нижнего структурного уровня выделены цирконы и U/Pb методом (SHRIMP II) по 10 зернам получен конкордантный возраст 393.0 ± 5.4 млн лет.

Из одной пробы туфов дацитов среднего структурного уровня, по 8 точкам получен конкордантный возраст 394.6 ± 1.6 млн лет, а по 6 точкам 441.9 ± 2.8 млн лет. Значения 393–394 млн лет (эйфель), по-видимому определяют возраст туфов. Цирконы 441.9 млн (лландовери) являются ксеногенными.

Полученные данные позволяют коррелировать толщи Матакского блока с выделяемыми в Карасорском синклинории нижнедевонской саумалкольской свитой и среднедевонской жандарской свитой [4].

Видимое основание разреза Карасорского синклинория и Спасского антиклинория представлено байдаулетовской свитой (O_{2,3}), в разрезе которой преобладают базальтовые и андезибазальтовые пироксен-

плагноклазовые порфириды и их туфы с линзами известняков (островодужный комплекс) [12]. Представительная популяция раннесилурийских цирконов в девонских туфах позволяет предполагать проявления силурийского вулканизма, который в существующих стратиграфических схемах отсутствует в этой зоне.

На территории Матакского блока и за его пределами в структуре Спасского антиклинория повсеместно проявлен метаморфизм серицит-альбит-хлорит-эпидотовой субфации фации зеленых сланцев. В восточной части блока породы метаморфизованы в кварц-альбит-эпидот-биотитовой субфации [7]. Местами в кварцитах отмечается гроссуляр-альмандин-спессартиновый гранат.

Считается, что интенсивные дислокации в структуре района были проявлены с конца визе до среднего карбона [13]. При этом были образованы складки разных типов, включая складки-покровы, складки расплющивания и течения. В породах широко проявлена смятая в складки сланцеватость, линейность. Валунки и гальки в конгломератах вытянуты, или расплющены. При метаморфизме и дислокациях вулканогенные породы превращены в порфириоиды и порфиритоиды.

Вулканиды Матакского блока принадлежат к последовательно дифференцированной от базальтов до риолитов известково-щелочной серии. Локально распространены трахиандезиты и трахидациты. Спектры распределения РЗЭ слабо фракционированы $((La/Yb)_n = 0.8-1.0, до 4.9)$. Мультиэлементные спектры демонстрируют четкие **Ta-Nb минимумы. На дискриминационных диаграммах точки попадают в поля островодужных пород.** Состав пород определяется первичным положением комплекса во фронтальной части окраинно-континентального надсубдукционного вулканического пояса [1].

Полученные данные не дают оснований для выделения в разрезе Матакского блока докембрия. Матакский блок представляет собой часть Карасорской зоны, включающей в себя Карасорский синклиорий и Спасский антиклинорий. Локальный метаморфизм наложен на девонские породы. Метаморфизм, по-видимому связан с финальной стадией развития активной континентальной окраины в первой половине карбона. На этой стадии также широко проявлены дислокации и гранитоидный магматизм. Причем гранитоиды раннекаменноугольных массивов расланцованы, как и породы рамы [2]. Не исключено, что метаморфизм и эксгумация метаморфических пород Матакского блока происходили по сценарию метаморфических ядер кордильерского типа.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания № 0135-2016-0009 Геологического института РАН и поддержана грантом РФФИ № 14-27-00058.

Литература

1. Рязанцев А.В. Структуры среднепалеозойской активной окраины в Казахстане: латеральные ряды, миграция // Докл. РАН. 1999. Т. 369, № 5. С. 659–663.
2. Беляев О.Е., Кабанов Ю.Ф., Сигачева Н.Н., Щеголева Л.А. Геологическое строение и особенности развития широтной части краевой системы каледонид и варисцид Центрального Казахстана. В сб. Геология и полезные ископаемые Ц. Казахстана. М.: Наука, 1977. С. 242–258.
3. Курчавов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г. и др. Зональность, сегментированность и палеогединамика девонского вулканического пояса Центрального Казахстана // Геотектоника. 2000. № 4. С. 32–43.
4. Пославская И.А., Мигдисов С.А. Вулканогенно-осадочные образования средне-верхнедевонского возраста района оз. Карасор. В сб. Вопросы геол. Ц. Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1971.
5. Четверикова Н.П. и др. Стратиграфия нижнего девона Нурина синклиория и положение границы нижне-среднего девона в Ц. Казахстане // Бюлл. МОИП, 1981. Т.56, вып. 3. С. 60–72.
6. Пославская И.А., Ушатинская Г.Т. Литология и условия накопления нижнего девона Нурина синклиория. Проблемы геологии Ц. Казахстана, кн. 2. М.: Изд-во МГУ, 1980. С. 8-68.
7. Сигачева Н.Н. Строение метаморфических толщ центральной части Спасского антиклинория (Ц. Казахстан). Вестн. МГУ, № 1, 1979. с.103-105.
8. Сигачева Н.Н. Геология метаморфических комплексов Спасского антиклинория варисцид Центрального Казахстана. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геол.-минер. наук. Изд-во Моск.ун-та, 1979, 24 с.
9. Суворов А.И., Самыгин С.Г. Матакский тектонический покров в Ц. Казахстане. Докл. АН СССР, т. 153, № 1, 1963. С. 180-183.
10. Тектоническая карта области палеозойских складчатостей Казахстана и сопредельных территорий. Масштаб 1:1500000 / Под ред. А.А. Абулина, Ю. А. Зайцева. М.: МГУ. 1976.
11. Курчавов А.М., Мейен С.В. Пермские отложения Карасорского прогиба (Ц. Казахстан). Мат-лы по геологии Ц. Казахстана, т. X, Изд-во Моск. ун-та, 1971. С.417-427.
12. Читалин А.Ф. К стратиграфии ордовика Спасского антиклинория (Центральный Казахстан) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1989. Т. 64. Вып. 2. С. 55-63.
13. Читалин А.Ф. Позднепалеозойская структура восточной части Спасского антиклинория и его обрамления (Ц. Казахстан). Вестн. МГУ, сер.4, геол., 1983, с.26-35.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОСНОВА БАСЕЙНОВОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ЮЖНОГО СЕГМЕНТА КАРАГАНДИНСКОГО УГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Садыков Р.М.¹, Коробкин В.В.²

¹*НАО Казахский национальный исследовательский технический университет им. К.И.Сатпаева,
Алматы, Республика Казахстан
sadykovratan@mail.ru*

²*АО Казахстанско-Британский технический университет, Алматы, Республика Казахстан*

Выполнен анализ геолого-геофизических материалов для проведения бассейнового моделирования южной части Карагандинского угольного месторождения. В этой связи подобран необходимый базисный материал, включающий данные по геологическому строению (стратиграфии, литологии, фациальному анализу складчатым и разрывным структурам, геодинамическому моделированию, термобарическим условиям осадконакопления) рассматриваемого объекта [1–5].

В ходе геологической эволюции Карагандинский угольный бассейн испытал многоэтапные деформации, выраженные в многочисленных сочетаниях структурных форм, которые описаны для южной и восточной частей Карагандинского бассейна в зонах Алабасской антиклинали, Майкудукского поднятия и Спасской шовной зоны. Главные этапы деформации, сопровождаемые активным орогенезом приходятся на позднепалеозойско-раннемезозойское время. Начиная с фанерозоя и по настоящее время регион прошел сложную многоэтапную историю развития.

Возраст пород стратиграфического разреза Карагандинского бассейна был уточнен на основании био-стратиграфических данных предыдущих исследований [1, 3]. Исходная геологическая информация в процессе моделирования увязана с калибровочными данными зрелости углей и вариациями их пористости по глубине. Бассейновое моделирование позволило существенно минимизировать геологические неопределенности, такие как геодинамические реконструкции, условия осадконакопления и пополнить базу знаний о геологическом строении Карагандинского бассейна.

Понимание геологических процессов, происходивших на территории Карагандинского угольного бассейна крайне необходимо для начала коммерческой добычи угольного метана. Информация по угольному бассейну избыточна. Большая часть данных получена в результате предыдущих исследований [1-7]. Были разработаны новые методики бассейнового анализа [6]. Целесообразность моделирования заключается в упорядочивании, дополнении имеющейся геологической информации, а также в идентификации зон, которые являются более подходящими для добычи угольного метана.

Бассейновое моделирование представляет собой один из методов, который использует симуляцию теплового потока и региональной тектоники для воспроизведения эволюции бассейна, начиная с его образования по настоящее время. Моделирование позволяет оценить достоверность исходных геолого-геофизических данных применительно к выбранной геологической концепции, а также сократить неопределенности геологических возрастов, и дать исходную информацию об изменении физических свойств и зрелости породы во времени.

На большей части Казахстанского составного (аккреционно-коллизионного) континента в фанерозоальном карбоне существовал единый шельфовый морской бассейн с терригенным осадконакоплением. Во второй половине раннего карбона обособливаются три основных бассейна осадконакопления – Тенизский, Джеккаганский, Карагандинский (на севере с изолированными мелкими впадинами). В первых двух бассейнах формируются меденосные и соленосные комплексы, на востоке – мощные угленосные толщи Карагандинского, Экибастузского и других угольных месторождений [2, 7].

Девонский вулcano-плутонический пояс представляет собой гетерогенную структуру почти сплошного распространения эмско-франских риолит-гранитных серий, типа вулкан над интрузией [4]. Мощность серии в вулcano-тектонических структурах составляет 2000–3000 м, а за пределами их уменьшается до первых сотен метров. По латерали с запада на восток пояс делится на четыре сегмента – Бетпадалинский, Сарысу-Тенизский, Баяноульский (или Северо-Восточный) и Чингизский.

Во второй половине раннего карбона главные события происходят на границе Казахстанского континента и Джунгаро-Балхашского океанического бассейна. Здесь в процессе субдукции океанической плиты под Казахстанский континент формируется Прибалхаш-Илийский вулcano-плутонический пояс окраинно-континентального типа. Ареалы вулканизма базальт-андезитового ряда пространственно приурочены к шов-

ным зонам, тогда как кислые распространены на удалении, формируя вулканотектонические депрессии, осложненные поднятиями [3, 4]. В течение карбона шельфовый морской бассейн, куда входил Карагандинский сегмент, был сопряжен с юга Спасским всбросо-сдвигом, а также с востока, соответственно, Центрально-Казахстанским и Иртышским правосторонними сдвигами. В самом конце позднего карбона и ранней перми начался коллизионный этап, с которым связан гранитоидный магматизм. В этой части Центрального Казахстана при аридном климате развиваются бессточные межгорные впадины. На месте Джунгаро-Балхашского океанического бассейна сохраняется остаточное внутриконтинентальное море, связанное с океаном, расположенным на востоке. Формирование Центрально-Казахстанского орогена завершилось в ранней перми, который в поздней перми-триасе был усложнен системой сдвигов с большими амплитудами смещений (до многих сотен километров) [4, 5]. Коллизионные события привели к образованию сложных взбросовых и надвиговых форм, особенно на южной окраине Карагандинского бассейна. Талдыкудукский блок, находящийся в южной части Карагандинского бассейна, граничит со Спасской шовной зоной находясь от нее на расстоянии 10–30 км.

Мезозойские толщи пород Карагандинского бассейна были образованы в рет-лиасское и догерское время. Во времени скорость накопления отложений менялась, в рет-лиассе она повышалась, в догере понижалась. В конце лиасса произошло накопление мощной толщи моласс. Отложения лиасса частично были эродированы в середине догера, когда рельеф местности несколько стабилизировался. В позднеюрское время произошла аридизация климата и отложение угольной породы прекратилось. В конце юрского времени территория Карагандинского бассейна была приподнята и эродирована. Эти тектонические движения, приуроченные к киммерийской складчатости, привели к реактивации герцинских взбросов и появлению новых взбросов, таких как Акжарский взброс. Территория подверглась денудации с позднеюрского вплоть до раннепалеозойского времени. Юрские отложения были покрыты нелитифицированными флювиальными отложениями неоген-четвертичного возраста.

Карагандинский бассейн разделяется на четыре зоны: Тентекскую, Шерубай-Нуринскую, Карагандинскую и Верхнесокурскую. В пределах Карагандинского бассейна для каменноугольных толщ выделяется четыре этапа деформации [4].

Первый (астурийская фаза), начало коллизии или начальная орогеническая стадия – депрессия была поделена на синклиории (Карагандинский, Шитердинский, Павлодарский, Тенизский). Новые взбросы, включая моделируемые взбросы Северно-Талдыкудукский и Взброс 2, были заложены в это время. Границей Карагандинского синклиория на западе являлась Тенизская депрессия, на востоке происходит выклинивание.

Второй – (пфальцская фаза), коллизионный этап, что привело к расчленению угольных пластов, за счет перемещения фундамента. В результате Карагандинский угольный бассейн был разделен на три части: западная часть с Завьяловской и Самарской грабен-синклиналями, центральная часть с Карагандинским бассейном и восточная часть с Ащисуйской синклиналью. Завьяловская грабен-синклиналь и Тенизская впадина разделены Жаксыкартской горст-антиклиналью. Жаильминская горст-антиклиналь является границей между Карагандинским бассейном и Ащисуйской синклиналью.

Третий, постколлизионный этап (ранний эпиплатформенный орогенез) – относится к раннекиммерийской фазе, которая выражена в виде мощных отложений моласс в конце лиаса, когда произошло погружение депрессии и поднятие источников сноса. После этого, территория подверглась денудации до среднего догера, когда рельеф уравнился. Полная изоляция от Палеотетиса вызвала окончательную аридизацию климата.

Заключительный, постколлизионный этап (поздний эпиплатформенный орогенез) – позднекиммерийская фаза, последовавшая после отложений догера и вызвавшая поднятие территории, что сопровождалось ее эрозией. Кроме того, деформация вызвала реактивацию более ранних разломов в том числе взбросов нового заложения в южной части бассейна (Акжарский взброс). Кроме этих этапов, были незначительные деформации в неогеновое и четвертичное время.

Литература

1. Геологическое строение Казахстана / Бекжанов Г.Р., Кошкин В.Я., Никитченко И.И. и др. Алматы: Академия минеральных ресурсов Республики Казахстан, 2000. 396 с.
2. Полезные ископаемые Казахстана. Объяснительная записка к Карте полезных ископаемых Казахстана масштаба 1:1 000 000 / Никитченко И. И. Кокшетау, 2002. 188 с.
3. Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии. Научно-исследовательский институт природных ресурсов ЮГГЕО, ISBN: 9965-13-566-5. Алматы, 2002. 132 с.

4. Коробкин В.В., Буслов М.М. Тектоника и геодинамика западной части центрально-азиатского складчатого пояса (палеозоиды Казахстана) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 12. С. 2032–2055.
5. Buslov M.M. Terrain Tectonics of the Central Asian Folded belt // Geodynamics and Tectonophysics. 2014. V. 5, is. 3. P. 641–665.
6. Kovalchuk A.V., Hardinge V.C. Coal Industry of the Former USSR: Coal Supply System and Industry Development. CRC Press, ISBN 0415271851. 2002. P. 144.
7. Бекман В.М., Кошкин В.Я., Габай Н.Л. Каменноугольная система // Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Серия Центрально-Казахстанская. Объясн. зап. Алма-Ата, 1981. С. 98–125.

**ИТМУРУНДИНСКИЙ АККРЕЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС, СЕВЕРНОЕ ПРИБАЛХАШЬЕ:
КЕМБРО-ОРДОВИКСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ПАЛЕО-АЗИАТСКОГО ОКЕАНА**

Сафонова И.Ю.^{1,2}, Обут О.Т.^{1,3}, Савинский И.А.^{1,2}, Котлер П.Д.¹, Хромых С.В.^{1,2}, Кривоногов С.К.^{1,2},
Гурова А.В.^{1,2}, Перфилова А.А.^{1,2}, Чёрный Р.И.^{1,2}, Петренко Н.А.^{1,2}, Маруяма Ш.^{1,4}

¹Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск
obutoot@ipgg.sbras.ru

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

³Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск

⁴Токийский институт технологий, г. Токио, Япония

Итмурундинский офиолитовый пояс и одноимённый аккреционный комплекс расположены в северном Прибалхашье центрального Казахстана (рис. 1). До 1990-ых годов породы аккреционного комплекса назывались яшмово-базальтовые толщи неясного возраста (от венда до ордовика) и сопоставлялись с породами офиолитовой ассоциации [1, 2]. На геологической карте в статье [2] видно, что Итмурундинский АК состоит из трех условных ассоциаций пород: мантийной, орогенной и пост-орогенной.

Породы мантийной ассоциации, относящиеся к нижней и средней части классического офиолитового разреза, представлены полимиктовыми и серпентинитовыми меланжами с разнообразными ультраосновными породами (гарцбургит, дунит, верлит), габброидами и плагиогранитами океанической коры. Возраст пород точно не установлен и по данным разных авторов может варьировать от раннего кембрия до ордовика [2, 3]. На серпентинитовом меланже с размывом залегают породы орогенной формации, которые считались верхне-ордовикской грубообломочной олистостромой, наполненной офиолитовой кластикой [5].

Она состоит преимущественно из терригенных осадков, известняков, кремнистых пород, риодацитов, андезитов и базальтов. Эти толщи ранее назывались хаотическими [6], а в современной терминологии - аккреционными. Породы орогенной ассоциации это отложения, связанные с орогенией тихоокеанского типа, т.е. образованные в океане и на конвергентной окраине: породы стратиграфии океанической плиты (СОП), аккреционные толщи и надсубдукционные образования. СОП представляет собой закономерную последовательность магматических и осадочных пород океанической литосферы, которые соответственно изливались или отлагались на океаническом дне по мере того, как она двигалась от срединно-океанического хребта к зоне субдукции [7]. Типичная последовательность СОП включает (1) пелагические кремни и базальты типа MORB; (2) хе-

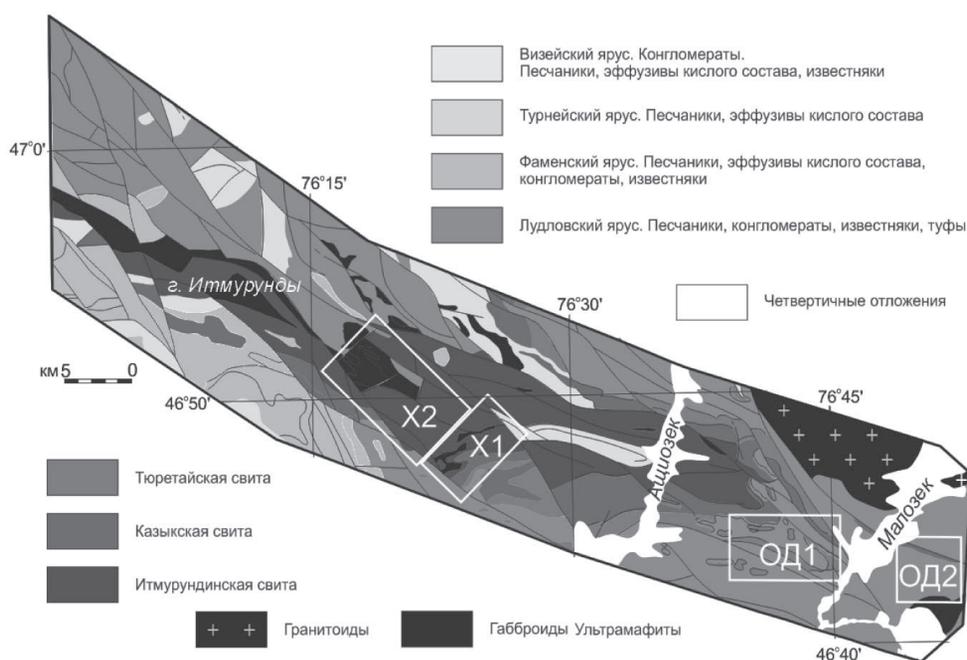


Рис. 1. Фрагмент Геологической карты СССР масштаба 1/200000 (лист L-43-XI) [4], показывающий расположение главных участков работ на Итмурундинском аккреционном комплексе.

мипелагические кремнистые сланцы, аргиллиты и алевролиты, образующиеся ближе к желобу; и (3) турбидиты и песчаники глубоководного желоба. Особый случай – СОП океанических поднятий (симаунтов, островов, плато), которая включает базальты типа ОІВ, карбонатную «шапку», склоновые фации и кремнистыми отложения подножья. Точный возраст большинства магматических и осадочных образований оставался неизвестным. Изотопные исследования ранее не проводились; единичные определения по микрофоссилиям показали возраст от позднего ордовика до раннего силура [3].

Отложения СОП широко распространены в центральной части Итмурундинского АК, где они традиционно подразделяются на три свиты: итмурундинскую, казыкскую и тюретайскую [3, 4, 6]. Итмурундинская свита ($O_{1,2}$) преимущественно сложена породами СОП третьего типа [7]: базальты-пелагиты (кремни)-хемипелагиты (кремнистые алевролиты, аргиллиты, сланцы). В составе казыкской свиты (средний-верхний ордовик) преобладают породы СОП первого и второго типа - пелагиты и хемипелагиты. Тюретайская свита ($O_3 - S_1$) представлена в основном хемипелагитами и фациями глубоководного желоба - песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Вся структура аккреционного комплекса представляет собой крупноблоковый меланж или нагромождение тектонических пластин, что в целом характерно для аккрецированных океанических пород и формаций матрикса аккреционного комплекса, образованных на конвергентных окраинах тихоокеанского типа.

Были изучены отложения *орогенной ассоциации* (СОП и возможно надсубдукционные образования) в центральной и юго-восточной частях Итмурундинского АК. В районе работ было выделено 4 ключевых участка: Хорс-1 (преимущественно казыкская свита), Хорс-2 (преимущественно итмурундинская свита), ОД-1 (нижняя тюретайская свита) и ОД-2 (верхняя тюретайская свита) (рис. 1). Названия «хорс» (X) и опрокинутый дуплекс (ОД) даны по особым структурам - надвиговым тектоническим пластинам, образующим дуплексы и хорсы (пачки пород СОП), характерные для надвиговой аккреционной тектоники. Нами получены первые U-Pb датировки детритовых цирконов из песчаников всех ключевых участков. Все песчаники имеют серый и темно-серый, иногда зеленоватый цвет, визуально напоминающие граувакки. На спектрах четко видно, что песчаники с участков Хорс-1 и Хорс-2 имеют унимодальное распределение возрастов с пиком на 470-450 млн. лет, что предполагает присутствие древней внутриокеанической дуги ордовикского возраста. Более того, данные по изотопии Hf в этих же продатированных цирконах четко показывают ювенильный характер магматической дуги, с которой шел снос материала в глубоководный желоб. Поскольку в регионе нет значительных по размеру островодужных формаций или террейнов, только отмечены небольшие выходы вулканических пород предположительно надсубдукционного генезиса, то мы предполагаем, что большая часть Итмурундинской дуги была эродирована и субдуцирована в мантию.

Песчаники с участков ОД-1 и ОД-2 имеют полимодальный характер распределения U-Pb возрастов до 2.5 млрд лет, предполагающих наличие в области сноса более древнего материала континентальной коры, возможно рециклированного, что более характерно для континентальных окраин андийского типа. Не исключено также наличие в области сноса фрагмента древнего микроконтинента. Дальнейшие исследования возраста и состава пород орогенной ассоциации, а также изучение изотопии Hf в цирконах, помогут прояснить этот вопрос и усовершенствовать реконструкцию Палеоазиатского океана для раннего палеозоя и параметры конвергентных окраин вокруг него.

Орогенные ассоциации перекрыты породами *пост-орогенной ассоциации*, сформированными видимо после закрытия океана. Они представляют собой терригенные образования (алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, известняки) с возрастом от среднего силура до позднего карбона с подчиненным количеством кислых вулканогенных пород [4]. Ранее они рассматривались как фаменская неавтохтонная олистострома или фаменский базальный горизонт [5], в составе которого доминируют конгломераты, наполненные хорошо окатанной галькой яшм, а также веретенообразные блоки яшм. Олистострома постепенно сменяется гравелитами и зеленовато-серыми песчаниками и алевропесчаниками с прослоями аналогичных пород лилового цвета. Выше несогласно залегает раннекаменноугольная толща сероцветных и пестроцветных полимиктовых конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов, углистых алевролитов с полимиктовыми песчаниками. Базальный горизонт, в отличие от фаменской олистостромы, состоит из валунов и гальки базальтов, гранитоидов и яшм. Известны также олистоплаки базальтов и полосчатых яшм, описанные как гребневые выступы аллохтона [5]. Нами отобраны песчаники пост-орогенной ассоциации со всех возрастных уровней. Изучение их литологического и химического состава и U-Pb датирование детритовых цирконов поможет в будущем уточнить возраст закрытия палео-океана и возраст консолидации континентальной коры в этом регионе и скоррелировать их с возрастом проявления пост-орогенного внутриплитного магматизма.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (проект № 14.Y26.31.0018) и РФФИ (проект № 16-05-00313).

Литература

1. Антонюк Р.М. Океаническая кора эвгеосинклинальной области востока Центрального Казахстана // Тектоника Урало-Монгольского складчатого пояса. М., 1974.
2. Паталаха Е.А., Белый В.А. Офиолиты Итмурунды Казыкской зоны // Офиолиты. Алма-Ата, 1981. С. 7-102.
3. Zhylkaidarov, A.M. On the age of volcanogenic-cherty deposits of Dzhungar-Balkhash region on conodonts // Vestnik AN Kazahskoj SSR 5. 1988. С. 84–86.
4. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Прибалхашская, лист L-43-XI, составлена: ВСЕГЕИ / ред. Соловьева Л.Д., Семенов А.Ф. Ермолов П.В., Степанец В.Г., Сеитов Н., 1990. Офиолиты Казахстана // Путеводитель экскурсии международного рабочего совещания по проекту 2: "Офиолиты". Караганда: УТ «Офсет», 1960. 67 с.
6. Никитин И.Ф. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. С. 512–527.
7. Safonova I., Maruyama, S., Kojima S., Komiya T., Krivonogov S., Koshida K. Recognizing OIB and MORB in accretionary complexes: a new approach based on ocean plate stratigraphy // Petrol. Geochem. Gondwana Res. V. 33. P. 92–114.

КОНВЕРГЕНТНЫЕ ОКРАИНЫ ТИХООКЕАНСКОГО ТИПА: ОТ ОКЕАНА К МАНТИИ

Сафонова И.Ю.^{1,2}, Маруяма Ш.^{1,3}

¹Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск

²Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск

³Токийский институт технологий, г. Токио, Япония

В последние годы проблемы глобальных связей между океанической субдукцией, динамикой конвергентных окраин тихоокеанского типа и мантийным магматизмом становятся все более актуальными из-за непрекращающихся дебатов по поводу состава континентальной коры центральной и восточной Азии и происхождения многочисленных проявлений внутриплитного магматизма в этом регионе [1, 2]. Основными причинами широкого интереса многих исследователей к этим вопросам являются важность диагностики террейнов конвергентных окраин тихоокеанского типа в составе древних внутриконтинентальных складчатых поясов для глобальных геодинамических, тектонических и палеогеографических реконструкций, а также возможная связь многих типов месторождений полезных ископаемых с современными и древними конвергентными окраинами и орогенами тихоокеанского типа (КОТТ) и с магматическими породами, образованными во внутриплитных обстановках и имеющих глубинное происхождение, которое часто связывают с действием мантийных плюмов.

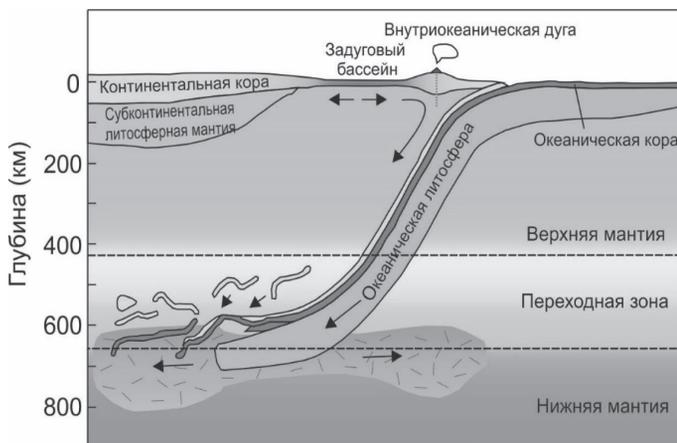
Конвергентные границы плит тихоокеанского типа (океан - континент) имеют особое значение, т.к. они являются местом главного прироста континентальной коры за счет ювенильного магматизма вулканических дуг и аккреции океанических и иных террейнов к активным окраинам. КОТТ также являются и зоной интенсивного взаимодействия плит и разрушения океанической и континентальной коры, а связанные с ними зоны субдукции являются единственными путями поставки в мантию разрушаемых на поверхности материалов [3, 4] (рис. 1).

К настоящему времени выделено два типа КОТТ: аккрецирующие (растущие) и эродирующие (сокращающиеся). Аккрецирующие окраины участвуют в формировании аккреционных комплексов, которые расширяются в сторону океана. Эродирующие окраины характеризуются сокращением расстояния между дугой и глубоководным желобом, что происходит в результате тектонической и субдукционной эрозии аккреционного клина, преддуговой призмы и самой магматической дуги [2, 4-6] (рис. 2).

Первые доказательства существования тектонической эрозии на конвергентных окраинах тихоокеанского типа были получены по сейсмическим профилям, выполненным в крест желобов Тонга и Нанкай [2 и ссылки там]. На них было четко видно, как слабо консолидированный обломочный материал попадает в грабены-ловушки, образованные разломами/трещинами на поверхности погружающейся океанической плиты (рис. 2). Современная Пацифика окружена на 75% эродирующими, а на 25% аккрецирующими окраинами [5]. Механизм тектонической эрозии включает разрушение океанического слэба, островных дуг, аккреционной призмы и передовой дуги при надвигообразовании, горстообразного и иного рельефа океанического дна и разрушения пород под воздействием воды [7]. Поскольку глобальные долгосрочные оценки скорости показывают, что скорость субдукционной эрозии существенно выше, чем прирост коры [6], мы предполагаем, что такие процессы действовали и в палеозойских и мезозойских палеоокеанах, при закрытии которых и образовались орогенные пояса Тихоокеанского типа в центральной и восточной Азии [2].

Чтобы понять, какие именно материалы и в какой степени разрушаются на КОТТ, и в каком количестве они поступают в зону субдукции, необходимо расшифровать историю развития КОТТ, т.е. эволюцию и параметры

Рис. 1. Общая схема субдукции материалов океанической и континентальной коры на КОТТ и их накопление в переходной зоне мантии [3].



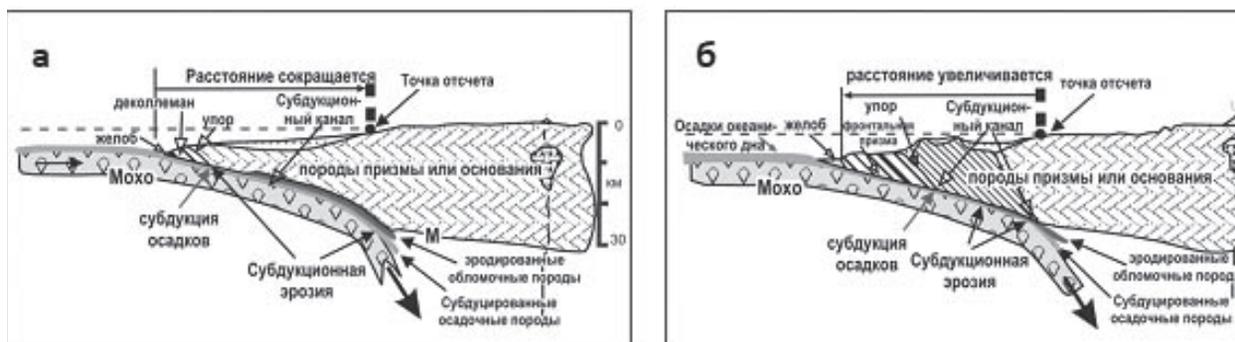


Рис. 2. Схема тектонической эрозии: аккрецирующие и эродирующие конвергентные окраины тихоокеанского типа [5].

зон субдукции, историю океанических плит, погружающихся под окраину, и эволюцию надсубдукционного магматизма. Для того, чтобы понять баланс между формированием новой и разрушением уже существующей коры, необходимо выявить тип конвергентной окраины (аккрецирующий или эродирующий), ее геометрию, а также выяснить, не была ли это трансформная окраина. Длительность периодов субдукции, количество (объем) и длина субдукционных зон, окружающих океаны и континенты в определенные периоды их эволюции, и тип КОТТ – все это вместе определяет количество материала, который может быть погружен в мантию. Продолжительность субдукции и, таким образом, возраст/размер погружающейся океанической плиты можно оценить, если известна мощность океанической коры, что определяется по возрастному диапазону осадков, входящих в состав стратиграфии океанической плиты (СОП) [8, 9]. Модель СОП дает нам новый инструмент для оценки параметров каждой океанической плиты, в первую очередь, ее возраста и мощности. Это имеет особое значение, т.к. насыщенность субдуцирующей плиты водой, угол субдукции и скорость дегидратации слэба зависят от мощности, т.е. возраста океанической плиты.

Главными материалами, которые могут быть субдуцированы глубоко в мантию, являются вода, карбонаты, серпентиниты, базальты и осадочные породы океанической коры, породы магматических дуг, как внутриокеанических, так и континентальных [3, 4, 10]. Верхние слои субдуцирующей океанической литосферы представлены насыщенными водой осадками океанического дна, карбонатами и измененными (гидратированными, карбонатизированными) базальтами и серпентинизированными перидотитами (рис. 1). Таким образом, субдуцирующий слэб может поставлять воду и углекислоту в мантию и метасоматизировать ее. Материалы, эродированные на КОТТ, и субдуцированные в мантию, могут накапливаться в переходной зоне, индуцировать мантийный метасоматоз и служить спусковым крючком для генерации гидрокарбонатных плюмов [3, 4].

В состав многих аккреционных комплексов центральной и восточной Азии входят образования СОП, сформированные в течение 4-х главных возрастных интервалов эволюции Палеоазиатского океана: 1) поздний неопротерозой – ранний палеозой (Алтай, Саяны, Прибайкалье); 2) средний палеозой – ранний карбон (Тянь-Шанский складчатый пояс на территориях Казахстана, Китая, Киргизии, Узбекистана и Таджикистана, а также восточный Казахстан и Монголия); 3) поздний карбон - пермь (Приморье, Япония); 4) триас - неоген (Приморье, Сахалин, Камчатка, Япония). Наиболее перспективными областями для выделения периодов и диагностики видов эрозии являются Китайский Алтай, Казахстан, Тянь-Шань, Забайкалье и северная Монголия [2].

Исследования выполнены при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ (проект № 14.Y26.31.0018) и РФФИ (проект № 16-05-00313).

Литература

1. Kröner, A., Kovach, V., Belousova, E., Hegner, E., Armstrong, R., Dolgoplova, A., Seltmann, R., Alexeiev, D.V., Hoffmann, J.E., Wong, J., M. Sun, Cai, K., Wang, T., Tong, Y., Wilde, S.A., Degtyarev, K.E., Rytisk, E. Reassessment of continental growth during the accretionary history of the Central Asian Orogenic Belt // *Gondwana Res.* 2014. V. 25. P/ 103–125.
2. Safonova I. Juvenile versus recycled crust in the Central Asian Orogenic Belt: Implications from ocean plate stratigraphy, blueschist belts and intra-oceanic arcs // *Gondwana Res.* 2017. V. 47. P. 6–27.
3. Kawai, K., Yamamoto, S., Tsuchiya, T., Maruyama, S. The second continent: existence of granitic continental materials around the bottom of the mantle transition zone // *Geoscience Frontiers.* 2013. 2013. V. 4. P. 1–6.

4. Safonova, I., Maruyama, S., Litasov, K. Generation of hydrous-carbonate plumes in the mantle transition zone linked to tectonic erosion and subduction // *Tectonophysics*. 2015. V. 662. P. 454–471.
5. Scholl, D.W., von Huene, R. Crustal recycling at modern subduction zones applied to the past - Issues of growth and preservation of continental basement crust, mantle geochemistry, and supercontinent reconstruction // *Geological Society of America Memoirs*. 2007. V. 200. P. 9–32.
6. Stern, R.J., Scholl, D.W. Yin and Yang of continental crust creation and destruction by plate tectonics // *Internat. Geol. Rev.* 2010. V. 52. P. 1–31.
7. von Huene, R., Ranero, C., Vannucchi, P. Generic model of subduction erosion // *Geology*. 2004. V. 32. P. 913–916.
8. Isozaki, Y., Maruyama, Sh., Fukuoka, F. Accreted oceanic materials in Japan // *Tectonophysics*. 1990. V. 181. P. 179–205.
9. Maruyama, S., Kawai, T., Windley, B.F. Ocean plate stratigraphy and its imbrication in an accretionary orogen: the Mona complex, Anglesey-Lleyn, Wales, UK // *Geological Society, London, Special Publications*. 2010. V. 338. P. 55–75.
10. Yamamoto, S., Senshu, H., Rino, S., Omori, S., Maruyama, S. Granite subduction: arc subduction, tectonic erosion and sediment subduction // *Gondwana Research*. 2009. V. 15. P. 443–453.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕДЕМЬЯНСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ
В СВЕТЕ НОВЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Сидоров Д.А.

ООО «Тюменский нефтяной научный центр»

Верхнедемьянский мегантиклинорий расположен в зоне сочленения трёх главных складчатых систем доюрского основания Западно-Сибирского мегабассейна: Уральской, Центрально-Западно-Сибирской и Центрально-Казахстанской. На тектонической карте фундамента Западно-Сибирской плиты под редакцией В.С. Суркова 1981г. [1] Верхнедемьянский мегантиклинорий был выделен в составе Салымской складчатой системы раннегерцинского возраста стабилизации. На более поздних версиях этой карты [2] данная система была отнесена к области каледонид. Альтернативную точку зрения развивает В.С. Бочкарёв, обосновывающий завершение формирования фундамента западных и центральных районов Западной Сибири в условиях уральской складчатости, максимум активности которой соответствует примерно границе пермского и триасового периодов [3].

Столь значительные расхождения упомянутых выше и других тектонических концепций объясняются острым дефицитом сведений о возрасте и условиях залегания формационных комплексов, слагающих Верхнедемьянский мегантиклинорий. До недавнего времени имелись лишь единичные определения относительного возраста, относящиеся к его юго-восточной части [4]. Абсолютные возрастные датировки магматических пород в пределах мегантиклинория в литературе отсутствовали. Представления о структуре и взаимоотношении слоёв и блоков фундамента и промежуточного чехла формировались преимущественно на основе региональной интерпретации грави-магнитных данных.

За последние полтора десятилетия на рассматриваемой территории были выполнены большие объёмы сейсморазведки 2D и 3D, пробурены десятки новых скважин. И, хотя все эти работы были ориентированы на поиски углеводородов в осадочном чехле, они, тем не менее, обеспечили прирост качественно новых данных также и по доюрскому основанию.

По результатам комплексной геолого-геофизической интерпретации Верхнедемьянский мегантиклинорий представляет собой орогенную структуру, сложенную интенсивно дислоцированными породами палеозоя и раннего триаса, на которую фрагментарно наложены толщи среднего и позднего триаса, заполняющие межгорные прогибы. В ядре мегантиклинория залегают интрузии гранитоидов, наиболее крупная из которых вскрыта несколькими десятками скважин на Урненско-Усановской площади. По данным изотопных исследований, выполнявшихся в ВСЕГЕИ (U-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr методы), УрО РАН (K-Ar, U-Pb методы) и ГЦ СПбГУ (U-Pb метод), **возраст гранитоидов охватывает интервал от позднего карбона до позднего триаса, причём большинство возрастов соответствуют границе карбона и перми [5, 6, 7].** Несколько геохронологических определений попадают в интервал докембрия и, по-видимому, характеризуют возраст древнего протолита, из которого в позднем палеозое и триасе выплавились гранитоиды. Значительная окатанность цирконов, по которым выполнены определения, и широкий диапазон полученных возрастов свидетельствуют о захваченной природе зерен. Их обнаружение даёт основание лишь предполагать наличие реликтовых фрагментов древней сиалической коры на юге Западной Сибири, переработанных более поздним тектогенезом.

Характер залегания батолита, установленный по геофизическим данным, показывает, что он внедрялся поэтапно. При этом гранитная магма захватывала разные по составу фрагменты прилегающих пород, которые в процессе плавления меняли её состав. Поэтому в процессе последующей ранне-среднеюрской эрозии под осадочный чехол были выведены различные типы гранитоидов: плагиограниты, биотитовые, биотит-роговообманковые граниты, гранодиориты, тоналиты, аляскиты, образующие единый интрузивный массив. На края батолита налегают слоистые эффузивные толщи, синхронные по возрасту и близкие по составу породам интрузивного тела. Причём нижние части этих толщ оказываются «зажатыми» между отдельными блоками интрузии, что также свидетельствует о синхронности внедрения и излияния магм. Этапность магматических процессов подчёркивается циклическим распределением возрастов гипабиссальных и эффузивных пород массива, в котором хорошо выражены два экстремума, один из которых повторяет максимум для интрузивных пород на границе карбона и перми, а второй соответствует рубежу перми и триаса. Таким образом, можно говорить, как минимум, о двух фазах активизации вулканизма в пределах Верхнедемьянского мегантиклинория, первая из которых соответствует позднегерцинскому этапу складчатости, вторая – более позднему, уральскому.

Бортовые зоны мегантиклинория сложены в различной степени метаморфизованными первично осадочными и вулканогенными породами. Биостратиграфическими определениями установлены преимущественно комплексы среднего палеозоя, представленные органогенными известняками, глинисто-карбонатными, кремнистыми породами, глинистыми сланцами и метапесчаниками. На юго-западном борту мегантиклинория встречены глинисто-кремнистые, хлорит-серицит-альбитовые, кварц-серицит-графитовые, эпидот-тремолит-кварц-мусковитовые сланцы с метаморфизованными аподиабазовыми породами. Судя по положению на сейсмических разрезах, их возраст не моложе среднего палеозоя, а минеральные ассоциации свидетельствуют о более высоком метаморфизме в сравнении со среднепалеозойскими породами северо-восточного борта мегантиклинория.

Стратиформные комплексы палеозоя и раннего триаса смяты в линейные складки северо-западного простирания, осложняющие региональный наклон структурных поверхностей от осевой части мегантиклинория. Залегание палеозойских слоистых толщ нарушено дизъюнктивами взбросо-надвигового типа, по которым в поднятом блоке на некоторых участках под подошву юрских отложений чехла выведены осадочные образования девона – раннего карбона, а возможно, и более древние. При этом в опущенном (поднадвиговом) блоке под осадочный чехол выходят позднепермские и раннетриасовые породы, синхронные интрузивам Урненского батолита. Большинство этих дислокаций имеют субмеридиональное или северо-северо-западное простирание, а их характер свидетельствует о формировании доюрского основания преимущественно, в условиях субширотного или северо-восточно-юго-западного сжатия.

На орогенной структуре Верхнедемьянского мегантиклинория, в основном по его северной и северо-западной периферии, встречаются сохранившиеся от эрозии фрагменты наложенных триасовых депрессий. Они выполнены углистыми алевро-аргиллитами и алевро-песчаниками с покровами лав и туфов базальтов и дайками долеритов. Терригенные породы не затронуты метаморфизмом. Лишь в редких случаях в них отмечаются признаки термического воздействия основных магм.

Рассмотренные выше особенности строения и возраст породных комплексов, слагающих доюрский разрез Верхнедемьянского мегантиклинория, позволяют сделать следующие выводы.

1. Период активного гранитоидного магматизма, сопоставляемый с орогенной фазой геосинклинального цикла, охватывает весь поздний палеозой и триас. Пик гранитоидного магматизма в пределах Верхнедемьянского мегантиклинория приходится на позднегерцинскую тектоническую эпоху. Вторая фаза активизации с преобладанием эффузивного магматизма соответствует рубежу палеозоя и мезозоя.

2. На края Урненского гранитоидного батолита налегают синхронные ему позднепалеозойские и раннетриасовые вулканогенные комплексы. Выходы докембрийских блоков на доюрскую эрозионную поверхность здесь не подтверждены, а ниже-среднепалеозойские породы залегают под покровами эффузивов и выходят лишь в узких линейных зонах взбросов и надвигов.

3. Предполагается существование в докембрии на юге современной Западной Сибири реликтов субконтинентальной сиалической коры с гранито-гнейсовым слоем.

4. Признаки каледонского и раннегерцинского орогенеза на рассматриваемой территории к настоящему времени не установлены.

Представленные материалы дают основание относить Верхнедемьянский мегантиклинорий к Центрально-Западно-Сибирской складчатой системе, а возраст главной складчатости в её пределах считать позднегерцинским, или, учитывая её продолжение до раннего триаса, уральским.

Литература

1. Тектоническая карта фундамента Западно-Сибирской плиты. Ред. В.С. Сурков. Прил. 3 к книге «Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты». М.: Недра, 1981. 143 с.
2. Сурков В.С., Смирнов Л.В. Консолидированные блоки земной коры в фундаменте Западно-Сибирской плиты. // Фундамент, структуры обрмления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности: Материалы Всерос. науч. конф.. Тюмень-Новосибирск, 2008. С. 207–210.
3. Бочкарёв В.С., Брехунцов А.М., Схема тектоники Урало-Сибирского региона // Горные ведомости. 2015. № 10. С. 6 – 39.
4. Елкин Е.А., Краснов В.И., Бахарев Н.К. и др. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Палеозой Западной Сибири. Новосибирск: СО РАН, 2001. 163 с.
5. Бочкарёв В.С., Брехунцов А.М., Лукомская К.Г., и др. Новые данные о возрасте фундамента центральных районов Западно-Сибирской геосинеклизы по U-Pb методу исследования цирконов на SHRIMP II и некоторые вопросы геодинамики. // Горные ведомости. 2011. № 3. С. 6 – 19.

6. Сидоров Д.А., Волченкова Т.Б., Вевель Я.А., Журавлёв А.В. Стратификация доюрских образований восточной части Уватского района Тюменской области на основе комплекса биостратиграфических, литолого-петрографических и сейсмических данных. // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2017. № 2 (30). С. 58–68.
7. Яцканич Е.А., Яцканич И.М. Гранитные катаклазиты в доюрском основании Урненского месторождения и их связь с нефтегазоносностью // Пути реализации нефтегазового и рудного потенциала Ханты-Мансийского автономного округа – Югры. 16-я научно-практическая конференция. Т. 2. Ханты-Мансийск: ИздатНаукаСервис, 2013. С. 223–229.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ ПИРОКСЕНИТОВ В ОФИОЛИТОВЫХ АССОЦИАЦИЯХ

Симонов В.А.^{1,2}, Котляров А.В.¹, Королюк В.Н.¹, Ступаков С.И.¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
kotlyarov@igm.nsc.ru

²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск

В составе офиолитовых ассоциаций, представляющих палеоокеанические структуры, выделяется ряд базит-ультрабазитовых комплексов. Гипербазиты основания офиолитов по мнению большинства исследователей являются реститами – фрагментами мантии. Верхние комплексы (габбро, дайки, эффузивы) явно кристаллизовались из базитовых расплавов. В то же время генезис ультрамафитов переходного комплекса, включающего пироксениты и располагающегося между мантийными гипербазидами и магматогенными базитами, до настоящего времени является дискуссионным. Большая роль магматических процессов отмечается многими исследователями [1–4 и другие]. Другие ученые доказывают реакционное и метасоматическое происхождение ультрамафитов переходного комплекса [5–7].

В последнее время в результате исследования офиолитовой ассоциации Горного Алтая были получены новые данные о составах минералов и расплавных включениях, позволившие установить роль магматических процессов и определить физико-химические параметры формирования офиолитовых пироксенитов.

Наиболее детально были изучены пироксениты из офиолитов Чаган-Узунского массива, находящегося в юго-восточной части Горного Алтая. По характеру распределения редких и редкоземельных элементов рассмотренные пироксениты наиболее близки к ультрамафитам срединно-океанических хребтов. На диаграмме $Cr\# - Mg\#$ точки составов клинопироксенов и ортопироксенов из этих пород ближе к данным по пироксенам из ультрабазитов Срединно-Атлантического хребта (САХ), резко отличаясь от минералов из островодужных пород. Хромшпинелиды из пироксенитов Чаган-Узунского массива по своему составу соответствуют хромитам из ультрабазитов срединно-океанических хребтов. На диаграммах, показывающих взаимосвязи большинства химических компонентов (Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Na) амфиболы из пироксенитов Чаган-Узунского массива образуют компактную группу, располагающуюся в поле минералов из ультрабазитов района трансформного разлома Вима (САХ). Представительные данные по составам амфиболов послужили основой для расчета давлений и температур (с помощью данных из работ: [8, 9]) метаморфических процессов преобразования пироксенитов – 1.4–2.6 кбар и 680–740 °С).

Детальные исследования хромшпинелидов из пироксенитов Чаган-Узунского массива позволили найти в них первичные силикатные многофазные включения (10–40 мкм), располагающиеся по зонам роста вдоль границ зерен хромита и имеющие равновесные округлые (с некоторой огранкой) формы. Во время высокотемпературных экспериментов (до 1340 °С), проведенных по методике [10] в лаборатории геодинамики и магматизма Института геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, содержимое включений было расплавлено и после закалки практически весь их внутренний объем был заполнен гомогенным силикатным стеклом. Часть включений после опытов сохраняет недоплавленные фрагменты оливинов, располагающиеся в закалочном стекле. В целом, результаты экспериментальных исследований первичных силикатных включений в хромшпинелидах, с преобразованием их содержимого после высокотемпературных опытов в гомогенное стекло, являются прямым доказательством кристаллизации шпинелей из расплава и соответственно формирования пироксенитов Чаган-Узунского массива при активном участии магматических систем.

Анализ стекол и отдельных фаз во включениях проводился в ЦКП многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) на электронно-зондовом микроанализаторе JEOL JXA-8100 по методике [11].

Изучение состава стекол гомогенизированных расплавных включений показало, что хромшпинелиды пироксенитов Чаган-Узунского массива кристаллизовались из расплавов, отвечающих по содержанию MgO (14–21 мас.%) пикробазальтам и пикритам. По соотношению $SiO_2 - MgO$ расплавы близки к самим пироксенитам, т.е. в формировании этих пород участвовала фактически пироксенитовая магма. В целом, составы гомогенных включений близки к данным по включениям в хромшпинелидах из ультрабазитов современных (САХ) и древних (офиолиты Южной Тувы) океанических структур. Валовые составы оливин-содержащих включений свидетельствуют об участии при формировании пироксенитов Чаган-Узунского массива еще более высокомагнезиальных (MgO 22–29 мас.%) пикритовых расплавов.

В стеклах гомогенных включений установлены высокие (1.5–2.6 мас.%) содержания титана, что не типично в целом для магматизма срединно-океанических хребтов. В то же время, такие ситуации существуют и, в частности, для района трансформного разлома 15°20' (САХ) характерно присутствие высокотитанистых интрузивных габбро [12], в которых содержание TiO_2 варьирует от 1.6 до 4 мас.%.

На основе составов клинопироксенов и ортопироксенов по минералогическим термометрам и барометрам [13, 14] было выяснено, что пироксениты Чаган-Узунского массива могли кристаллизоваться при температурах 1310–1205 °С (клинопироксен) и 1275–1165 °С (ортопироксен). Давление при этом могло быть 8.5–4.0 кбар.

Расчетное моделирование по программе PETROLOG [15] было проведено на основе данных по составу гомогенизированных расплавных включений (отвечающих по содержанию MgO в основном пикробазальтам) в хромшпинелидах при давлениях 8, 4, 2 и 1 кбар. Буфер QFM. **Учитывалось содержание воды 0.4 мас. %.** Расчеты показали, что при давлениях 4–2 кбар температуры ликвидусной кристаллизации были следующие: клинопироксен – 1315–1245 °С, ортопироксен – 1325–1250 °С, хромшпинель – 1305–1265 °С. Это максимальные температуры кристаллизации минералов пироксенитов Чаган-Узунского массива из пикробазальтовых (фактически пироксенитовых) расплавов. В целом моделирование по программе PETROLOG подтвердило реальность полученных с помощью минералогических термометров и барометров параметров, и учитывая результаты двух методик можно сказать, что пироксениты Чаган-Узунского массива кристаллизовались из расплава при температурах 1315–1245 °С и давлении 4–2 кбар. Данные параметры свидетельствуют о формировании пироксенитов в интрузивной камере на глубинах 12–6 км. В связи с этим было проведено расчетное моделирование по программе PLUTON [16]. Основой расчетов послужили валовые химические составы включений (отвечающих по содержанию MgO пикритам) с недоплавленными оливинами. Давление задавалось 3.3 кбар. H_2O – 0.4 мас.%. Буфер WM. Моделирование фракционной кристаллизации по программе PLUTON показало, что оливин образуется из пикритовых расплавов в интервале 1430–1220 °С, а сразу же после него (начиная с 1220 °С) кристаллизуется клинопироксен при снижении температуры до 1100 °С. В других случаях клинопироксен может кристаллизоваться одновременно с оливином, начиная с температур 1255 °С или синхронно с ортопироксеном с 1290 °С.

В целом, данные по геохимии редких и редкоземельных элементов, а также по составам пироксенов, хромшпинелидов и амфиболов, совместно с результатами исследования расплавных включений в хромшпинелидах, свидетельствуют о формировании пироксенитов Чаган-Узунского офиолитового массива в палеогеодинамических условиях срединно-океанического хребта в процессах кристаллизации в магматической камере из пикритовых и пикробазальтовых расплавов при снижении температур от 1315–1245 °С до 1205–1100 °С и давления от 4 до 2 кбар.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИГМ СО РАН (проект № 0330-2016-0014) и при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации.

Литература

1. Колман Р.Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 264 с.
2. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре. М.: Наука, 1987. 246 с.
3. Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИГМ СО РАН, 1993, 247 с.
4. Добрецов Н. Л. Основы тектоники и геодинамики: Учеб. пособие. Новосибирск, 2011. 500 с.
5. Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 212 с.
6. Леснов Ф.П. Петрология полигенных базит-гипербазитовых плутонов складчатых областей: Автореф. дис. ... д-ра. геол.-мин.наук. Новосибирск, 1988. 33 с.
7. Гончаренко А.И. Деформации и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во Томского ун-та, 1989. 404 с.
8. Yavuz F. WinAmphcal: A Windows program for the IMA-04 amphibole classification // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2007. V. 8, N. 1. Q01004, doi:10.1029/2006GC001391.
9. Базылев Б.А. Петрология и геохимия океанических и альпинотипных шпинелевых перидотитов в связи с проблемой эволюции мантийного вещества: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2003. 49 с.
10. Симонов В.А., Приходько В.С., Ковязин С.В. Условия формирования платиноносных ультраосновных массивов Юго-Востока Сибирской платформы // *Петрология.* 2011. Т. 19, № 6. С. 579–598.
11. Королюк В.Н., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В., Нигматулина Е.Н. О точности электронно-зондового анализа порообразующих минералов на микроанализаторе JXA-8100 // *Геология и геофизика.* 2008. Т. 49, № 3. С. 221–225.

12. Симонов В.А., Колобов В.Ю., Пейве А.А. Петрология и геохимия геодинамических процессов в Центральной Атлантике. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. 224 с.
13. Nimis P, Taylor W.R. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 1396, N 5. P. 541–554.
14. Ashchepkov I.V. Program of the mantle thermometers and barometers: usage for reconstructions and calibration of PT methods // *Vestn. Otd. nauk Zemle.* 2011, N 3. NZ6008, doi:10.2205/2011NZ000138/
15. Danyushevsky L.V., Plechov P.Yu. Petrolog 3: Integrated software for modeling crystallization processes // *Geochemi. Geophys. Geosyst.*, 29 July 2011. 2011. V. 12, N 7. Q07021. Doi: 10.1029/2011GC003516.
16. Лавренчук А.В. Программа для расчета внутрикамерной дифференциации основной магмы «PLUTON» // Тез. докл. Второй Сибирской междунар. конф. молодых ученых по наукам о Земле. Новосибирск, 2004. С. 105–106.

ЭВОЛЮЦИЯ УЛЬТРАОСНОВНОГО МАГМАТИЧЕСКОГО РАСПЛАВА
ДО КВАРЦНОРМАТИВНОГО В ПРОЦЕССЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ

Сурков Н.В., Гартвич Ю.Г.

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск
diagrams@igm.nsc.ru*

В связи с тем что верхняя мантия Земли имеет ультраосновной состав эволюция состава ультраосновного расплава в условиях понижающегося давления имеет особое значение для построения модели глубинного магматизма. Поэтому, в работе было проведено дополнительные экспериментальные исследования с составами близкими к «ультраосновному тренду» в интервале более низких давлений (от 3.0 до 1.2 ГПа). В результате построена согласованная топологическая сетка лучей моновариантных реакций для этой области составов. Анализ этого участка фазовой диаграммы показывает, что на этом участке реакции плавления являются перитектическими. Анализ состава сосуществующих фаз показал, что состав расплава на этих реакциях меняется в сторону повышенных содержаний кальция глинозёма и кремнезёма. При давлениях ниже 1.5 ГПа состав остаточного расплава попадает в область составов характеризующих составы «щелочноземельного тренда» [1, 2]. Плавление приобретает эвтектический характер, и эволюция состава исходящего из ультраосновной области при дальнейшем понижении давления происходит согласно тренду щелочноземельной серии.

Особо значительную роль на этом участке имеет кристаллизационная дифференциация плагиоклазов. По отношению к модельной системе $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$, природные расплавы всегда содержат щелочной, натровый компонент. Поэтому в горных породах плагиоклазы всегда представлены непрерывным рядом твёрдых растворов анортит-альбит. Поэтому на состав остаточного расплава влияет процесс кристаллизационной дифференциации.

Особенностью этого процесса является, то, что при участии в нём фазы переменного состава область состава моновариантного равновесия с изменением физико-химических условий (температуры и, или давления) плавно переходит из одной области составов в другую без изменения набора участвующих в нём фаз

При атмосферных условиях фазовая диаграмма сечения анортит-альбит исследована Н.Л. Боуэном и представляет собой простую «сигару», первый тип плавления диаграмм Розебума. При высоких давлениях поля устойчивости обеих членов этого ряда твёрдых растворов ограничены давлениями 2.0–3.0 ГПа по реакциям $\text{An} = \text{Gross} + \text{Ky} + \text{Qz}$ и $\text{Ab} = \text{Jd} + \text{Qz}$ соответственно. При этом плавление альбита происходит при весьма низких температурах на 100–300 °С ниже анортита и на 150 °С ниже эвтектического тренда щелочноземельной серии. Это приводит к тому, что в процессе кристаллизационной дифференциации при осаждении кристаллитов плагиоклаза происходит не только удаление кальциевого компонента из расплава, но и при совместной кристаллизации клино- и ортопироксенов удаляется магниальный компонент, а состав остаточного расплава смещается в сторону кремнезёмистых, натровых составов близких по своему составу к гранитам.

Следует особо отметить, что процесс кристаллизационной дифференциации обеспечит получение остаточного расплава характерного для гранитов только в неравновесных условиях – принудительном удалении кристаллитов плагиоклаза из области кристаллизации эвтектического расплава. В замкнутой системе при достижении термодинамического равновесия равномерном распределении компонентов результатом окончательной кристаллизации будут породы основного состава – типа габбро.

Для отделения кристаллитов от остаточного расплава необходим дополнительный механизм связанный с перемещением вещества в магматическом очаге. Такой механизм обеспечивается исходя из модели канала термохимического плюма.

Термохимический плюм представляет собой канал проплавления, проходящий через нижнюю и верхнюю мантию. В результате конвективных явлений возникающих при перемещении расплавленного материала плюма в канале самого плюма возникают конвективные ячейки с восходящим и нисходящими потоками вещества. Вертикальный размер этих ячеек приблизительно соответствует трём диаметрам канала плюма. При среднем диаметре канала около 10 км вертикальный размер такой конвективной ячейки составляет около 30 км, что соответствует перепаду давления между верхней и нижней частями ячейки около 1,0 ГПа.

В системе $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ в интервале давлений до 3.0 ГПа происходит несколько смен характера плавления можно выделить четыре фации плавления – три эвтектического типа и одну перитектического. Каждая из этих фаций занимает область давления приблизительно в 1.0 ГПа. Интересным моментом является то, что глубина протяжённости этих фаций по вертикали приблизительно соответствует высоте конвективных ячеек в канале плюма.

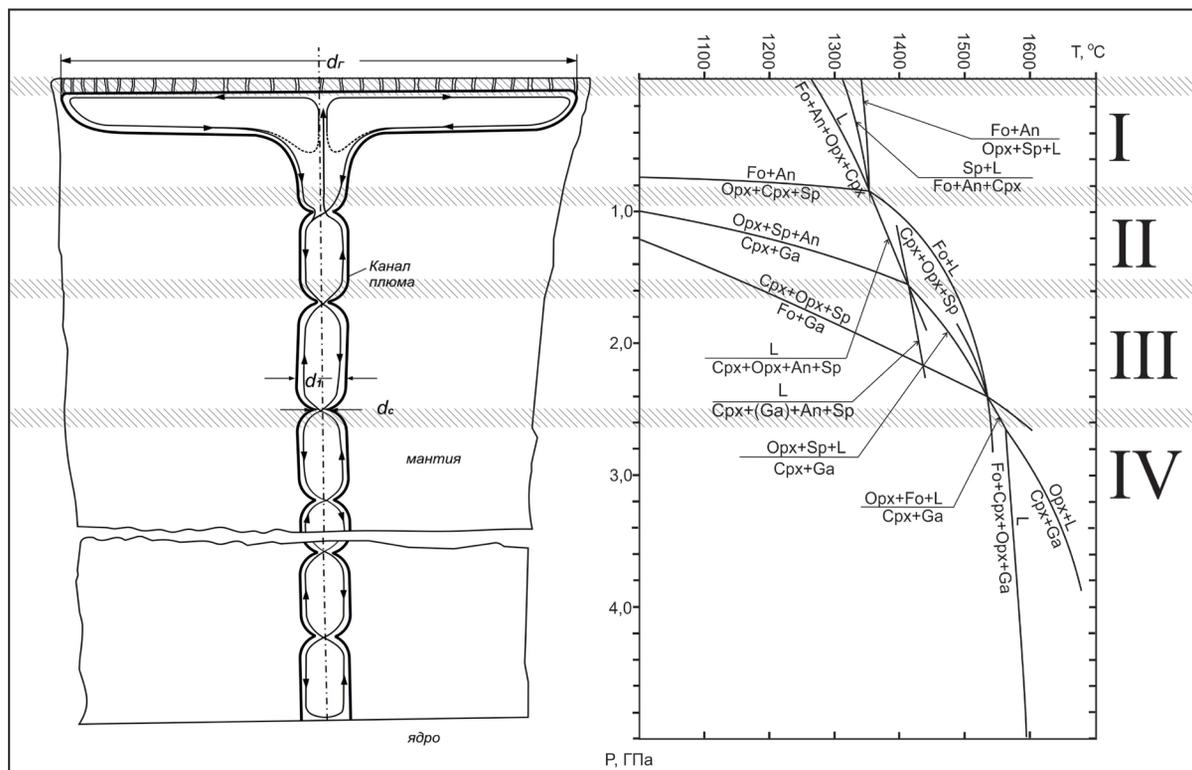
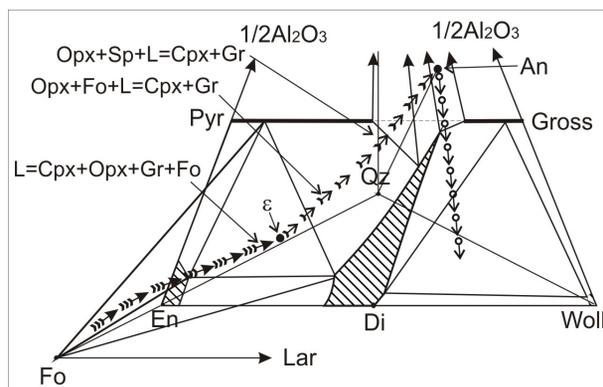


Рис 1. Соотношение вертикальных размеров конвективных ячеек плюма и фаций плавления в системе $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$.

Рис. 2. Тренд изменения состава магматического состава от исходного ультраосновного до кварцнормативного при падении давления в тетраэдре составов фазовой диаграммы системы $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$.



В каждой из четырёх верхних ячеек плюма будет протекать уникальный процесс кристаллизационной дифференциации, приводящий к формированию своего набора парагенезисов и состава остаточного расплава, а так же накоплению редких элементов, уникальных соотношений изотопов элементов, а также летучих компонентов. При наличии указанных фаций плавления, соответствие глубины этих фаций размерам конвективных ячеек канала плюма, указывает на то, что канал плюма, особенно в верхней его части, работает как своеобразная ректификационная колонна, способствующая разделению вещества канала плюма на фракции с отличающимся химизмом.

Согласно выделенным фациям плавления в двух верхних ячейках плюма происходит отделение плагиоклаза, Остаточный расплав обогащается щелочным, глинозёмистым и кремнезёмистым компонентами.

Полнота процесса дифференциации вещества обеспечивается конвективным движением вещества в конвективных ячейках плюма, а вовлечённость в этот процесс всего вещества канала плюма (около 100 конвективных ячеек) обеспечивает достаточное количество щелочного и кремнезёмистого компонента для заполнения гранитным расплавом в двух верхних приповерхностных ячейках канала плюма. (2-5 масс. % от состава ультраосновных пород).

Работа выполнена в рамках проекта НИР (0330-2016-0016).

Литература

1. Сурков Н.В., Гартвич Ю.Г. Физико-химическая модель для кристаллизации пород щёлочноземельной серии // Геохимия. 2012а. № 10. С. 891–908.
2. Сурков Н.В., Гартвич Ю.Г. Моделирование глубинных высокоглинозёмистых парагенезисов на основе полей устойчивости корунд-, шпинельнонормативных ассоциаций системы $\text{CaO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 1. С. 67–81.
3. Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л. Кирдяшкин А.Г. Термохимические плюмы // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 9. С. 1057–1073.

ПЛАВЛЕНИЕ КВАРЦНОРМАТИВНЫХ СОСТАВОВ С УЧАСТИЕМ α -ДИОПСИДА В СВЯЗИ С ГЕНЕЗИСОМ ГРАНИТНЫХ МАГМ

Сурков Н.В., Банушкина С.В.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск
diagrams@igm.nsc.ru

В петрологии особый интерес представляет исследование твёрдых растворов фаз, в связи с зависимостью их состава от температуры и давления, и, соответственно, возможности использования этих зависимостей для целей геотермобарометрии. В этом отношении, клинопироксены являются наиболее информативной фазой. Несмотря на то, что основными компонентами природных клинопироксенов являются стехиометричные миналы, высказывалась идея кристаллизации клинопироксенов с избыточным содержанием SiO_2 в виде жадеитоподобного минала $\text{Ca}_{0.5}\text{AlSi}_2\text{O}_6$, [1–3], на основе которого обсуждалась возможность разработки геотермобарометрической зависимости.

В последующих экспериментальных работах сама устойчивость нестехиометричных клинопироксенов при высоких давлениях была подвергнута сомнению [4, 5]. В сечении $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ - $\text{Ca}_{0.5}\text{AlSi}_2\text{O}_6$, обнаружена новая фаза, предварительно названная α -диопсид. Установлено, что в диопсидовой части сечения плавление происходит при аномально низких температурах и помимо глинозёмистого клинопироксена в ассоциациях присутствует фаза, состав которой близок к диопсиду. Фазовые взаимоотношения в исследуемом сечении удаётся объяснить и непротиворечиво согласовать, только полагая, что эта диопсидоподобная фаза (α -диопсид) является термодинамически стабильной. При давлении 3,0 ГПа в солидусе сечения наблюдаются фазовые объёмы Cpx , $\alpha\text{Di} + \text{Cpx}$, $\alpha\text{Di} + \text{Cpx} + \text{Qtz}$, $\alpha\text{Di} + \text{Cpx} + \text{Grt} + \text{Qtz}$, $\text{Cpx} + \text{Grt} + \text{Qtz}$, $\text{Cpx} + \text{Grt} + \text{Ky} + \text{Qtz}$, $\text{Grt} + \text{Ky} + \text{Qtz}$. В диопсидовой части сечения плавление происходит по эвтектической реакции $\alpha\text{Di} + \text{Cpx} + \text{Grt} + \text{Qtz} = \text{L}$ при температуре около 1200 °С, в кальциевой части – по эвтектической реакции $\text{Cpx} + \text{Grt} + \text{KymQtz} = \text{L}$, при температуре около 1400 °С. При давлении 2.0 ГПа плавление происходит при температурах 1200–1300 °С по эвтектической реакции $\alpha\text{Di} + \text{Cpx} + \text{An} + \text{Qtz} = \text{L}$. В интервале давлений 2.0–3.0 ГПа существует невариантное равновесие (L, An, Cpx, Grt, αDi , Qtz). Глинозёмистые стехиометричные клинопироксены образуют сложные

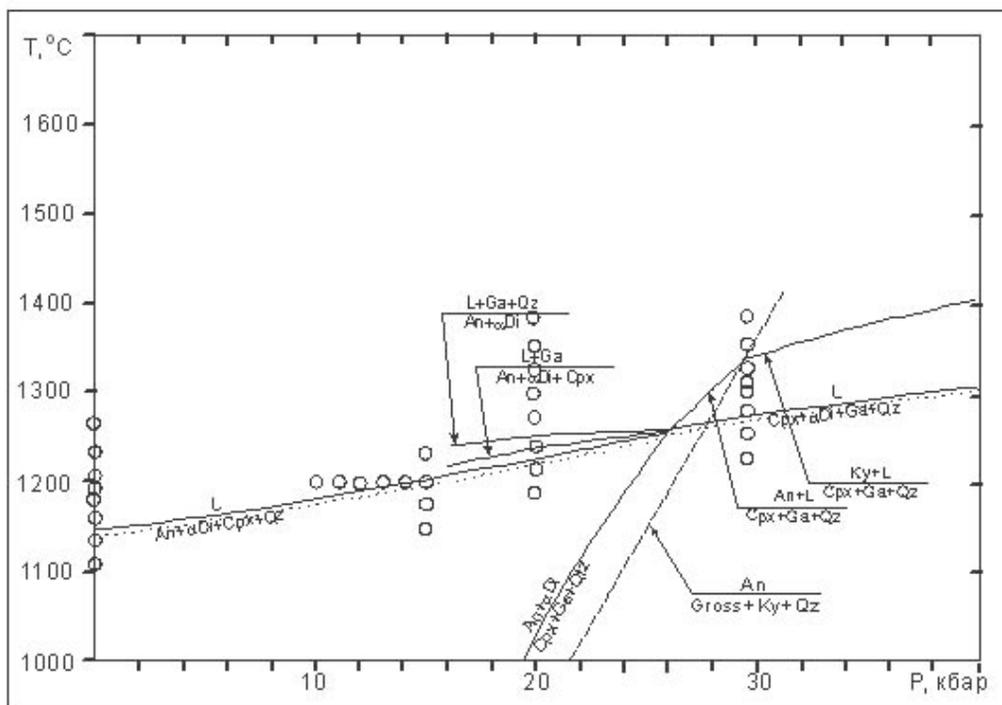


Рис 1. Результаты экспериментальных исследований эвтектики $\text{L} = \text{Cpx} + \alpha\text{Di} + \text{An} + \text{Qtz}(\text{Tr})$.

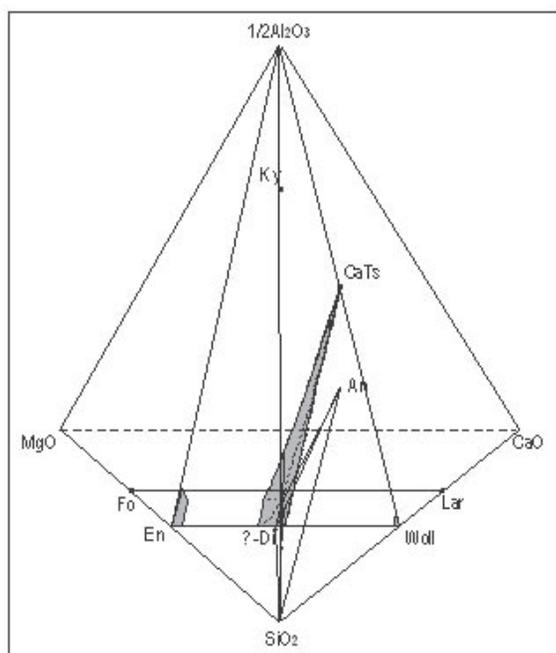


Рис 2. Фазовый объём (Срх,аDi,An,Tr(Qtz)) в кварц-нормативной области составов системы CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂.

твёрдые растворы, состав которых находится строго в исследуемом сечении и зависит не только от температуры и давления, но и от ассоциации. Гранаты, сосуществующие с глинозёмистыми клинопироксенами и α -диопсидом, принадлежат к гроссуляровым гранатам.

Однако оставалась вероятность существования нестехиометричных клинопироксенов при более низких давлениях. В связи с этим, было проведено исследование фазовых взаимоотношений в диопсид CaMgSi₂O₆ (Di)-кальциевая молекула Эскола Ca_{0,5}AlSi₂O₆ (CaEs) при атмосферном давлении. Установлено, что как и при высоких давлениях в исследованном сечении существует новая фаза α -диопсид (aDi), которая близка по своему составу к диопсиду, не содержит глинозёма, и не принадлежащей твёрдым растворам клинопироксенового ряда. При атмосферном давлении в солидусе сечения наблюдаются фазовые объёмы: Срх + An + Tr и Срх+aDi+An+Tr. Плав-

ление происходит по эвтектической реакции $L = \text{Crx} + \text{aDi} + \text{An} + \text{Tr}$ при температуре 1137–1208 °С.

Следует отметить, что фазовый объём (Срх, aDi, An, Tr(Qtz)) представляет собой очень узкую область по составу, фактически эта плоскость, что не только крайне затрудняет экспериментальные исследования этой ассоциации, но и, фактически, этот объём разделяет кварц нормативную область системы CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ на две части, кальциевую и магниезальную. В результате на всём исследованном интервале условий (0–3.0 ГПа) в модельной системе существует барьер, в виде низкоплавкой эвтектики препятствующий эволюции магниезальных кварцнормативных составов в кальциевую область и наоборот.

Таким образом наличие новой фазы α -диопсида оказывает заметное влияние на характер плавления в кварцнормативной области составов системы CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ и позволяет по новому рассмотреть происхождение кислых алюмосиликатных магматических расплавов гранитного типа.

Проведённые экспериментальные исследования позволяют сделать однозначный вывод об отсутствии твёрдых растворов клинопироксенов, содержащих избыточный кремнезём. Все ранее опубликованные данные об обнаружении таких твёрдых растворов ошибочны и являются следствием недостаточной точности, в данном случае, недостаточности в локальности при определении состава клинопироксенов.

Работа выполнена в рамках проекта НИР (0330-2016-0016).

Литература

1. Ишбулатов Р.А.. Экспериментальные исследования плавления пород щелочноземельной серии при давлениях 25–45 кбар // Очерки по физико-химической петрологии. М.: Наука, 1977. Вып. 6. С. 97–167.
2. Ханухова Л.Т., Жариков В.А., Ишбулатов Р.А., Литвин Ю.А. Избыточный кремнезём в твёрдых растворах клинопироксенов высокого давления по данным экспериментального изучения системы CaMgSi₂O₆-CaAl₂SiO₆-SiO₂ при 35 кбар и 1200 °С // Докл. АН СССР. 1976. Т. 229, № 1, С. 182–184.
3. Gasparik T. Experimental study of subsolidus phase relations and mixing properties of clinopyroxene in the silica-saturated system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. // Amer. Miner. 1986. V. 71, № 5-6. P. 686–693.
4. Сурков Н.В., Гартвич Ю.Г., Бабич Ю.В. Экспериментальное исследование фазовой диаграммы сечения CaMgSi₂O₆-CaAl_{0,5}Si₂O₆ при давлении 3.0 ГПа // Докл. АН СССР. 2004. т. 398, № 4. С. 533–537.
5. Сурков Н.В., Гартвич Ю.Г., Изох О.П. Устойчивость и фазовые взаимоотношения нестехиометричных клинопироксенов в сечении диопсид-«Са-молекула Эскола» при высоких давлениях // Геохимия. 2007. № 6. С. 632–642.

ПОЗДНЕОРДОВИКСКО-РАННЕСИЛУРИЙСКИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ КОМПЛЕКС САЛАИРА

Токарев В.Н.¹, Сенников Н.В.², Юрьев А.А.¹, Тимохин А.В.², Хабибулина Р.А.², Гонта Т.В.², Щербаненко Т.А.², Гутак Я.М.³

¹ФГУПП Запсибгеолсъемка, г. Новокузнецк
zapsibgeo@rusgeology.ru

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск
timokhinav@ipgg.sbras.ru

³Институт горного дела и экосистем Сибирского государственного
индустриального университета, г. Новокузнецк

Биостратиграфическое положение границы ордовика и силура на Салаире и его соотношение с границами местных картируемых подразделений до сих пор дискуссионно. Ранее эта граница совмещалась с границей между веберовским и юрманским стратонами.

Первоначально известняки с ордовикскими трилобитами, вскрывающиеся в виде линз среди терригенных пород на окраине г. Гурьевска на Салаире были названы «веберовским горизонтом» [1], затем, уже вместе с терригенным матриксом в виде песчаников, граувакковых песчаников и конгломератов – веберовскими слоями [2], а позже – **веберовской** свитой [3–5]. Стратотип веберовской свиты находится, в правобережье р. Малый Бачат, в левобережье его правого притока р. Толсточихи в городе Гурьевске. В верхней части стратотипа установлены граптолиты зоны *mutnensis*, которая является возрастным аналогом граптолитовой зоны *extraordinarius* нижнехирнантского подъяруса верхнего ордовика Международной стратиграфической шкалы [6]: *Hedrograptus mirnyensis* Obut et Sob., *Ptilograptus glomeratus* Роста, *Koremagraptus kozlowskii* Bulman, *Acanthograptus* sp., *Rhadinograptus* aff. *jurgensonae* Obut, а в нижележащих известняках трилобиты *Holotrachelus pinctiliosus* Tornq., *Iliaenus oviformis* Warb., *Il. salairicus* Web., *Brontocephalina nuda* (Ing.), *Amphilichas sniatkovi* Web., *Cheirurus gelasinus* Portl., *Isocolus sjogreni* Ang., *Sphaerexochus calvus* McCoy [2, 7]. **Юрманский** стратон в ранге свиты был выделен позднее [8, 9]. В составе пород юрманской свиты фиксировалось наличие эффузивного материала - туфов, туффитов, туфопесчаников и перемытых туфов. Позже юрманский стратон было предложено рассматривать как серию, с делением на терригенную оселкинскую, карбонатную баскусанскую и терригенно-карбонатную потаповскую свиты [10, 4, 5]. Стратотип **оселкинской** свиты находится на р. Кара-Чумыш у деревни Оселки. Он сложен конгломератами, песчаниками, алевролитами, сланцами, туфами и туффитами [10, 9]. Среди органических остатков в оселкинской свите известны верхнехирнантские граптолиты ордовика *Normalograptus?* ex gr. *persculptus* (Salter), *Glyptograptus* sp., *Metaclimacograptus* ex gr. *hughesi* (Nicholson), *Hedrograptus* sp., найденные в желто-серых аргиллитах в стратотипе юрманской серии на р. Юрман.

Проведенные в последние годы геолого-съемочные работы ГДП-200/2 в стратотипической местности оселкинской свиты на северном склоне Салаира, а также и на южном склоне Салаира, подтвердили присутствие в её составе вулканического материала не только в виде туффитов и туфовых песчаников, но также в виде различных покровных фаций (лав и туфов) и субвулканических образований.

Образования покровной фации. На северном Салаире в районе стратотипа оселкинской свиты установлен горизонт туфов риодацитового состава. Породы обладают алевро-псаммитовой и псаммито-мелкопсефитовой структурами, массивные кристалло-литокластические. Размер угловатых обломков плагиоклаз-порфиновых риодацитов варьирует от 0.1 до 2 мм, редко до 5 мм. Риодациты полнокристаллические, тонкозернистые, микроаплитовые, серицит-кварц-плагиоклазового состава. Вкрапленники плагиоклаза размером 0,2-1 мм составляют до 40 % объема породы, вкрапленники кварца единичные. Цемент туфов пленочный серицит-глинистый.

На южном Салаире закартированы поля выходов эффузивно-терригенных образований, которые отнесены к оселкинской свите по их взаимоотношениям с подстилающими карбонатно-терригенными отложениями веберовской свиты и перекрывающимися карбонатными отложениями баскусанской свиты. В составе оселкинской свиты, по береговым обнажениям правых притоков р. Чумыш установлена покровная фация, представленная лавами, туфами базальтов и туфами дацитов, риодацитов. Базальты пироксен-порфиновые с редкими мелкими миндалинами, выполненными хлоритом. Вкрапленники клинопироксена частично хлоритизированного размером от 0,4 до 2 мм, их количество варьирует от 3–5 до 25–30 % Основная масса тонкокристаллическая амфибол-пироксен-плагиоклазового состава с примесью хлоритизированного стекла. Редко

встречаются плагиоклаз-пироксен порфировые базальты. Базальты характеризуются низкой титанистостью ($\text{TiO}_2 = 0.73\text{--}0.9\%$), низкой железистостью ($F = 32.5\text{--}36.7\%$), крайне низкими содержаниями K_2O ($0.1\text{--}0.2\%$). Дациты, риодациты и риолиты, представленные в виде галек в туфоконгломератах оселкинской свиты по руч. Родниковка идентичны по петрохимическим показателям туфам риодацитов района стратотипа оселкинской свиты, что указывает на тефроидную природу образования туфоконгломератов.

Туфы базальтов южного склона Салаира литокластические, псаммито-псефитовые, характеризуются наличием обломков неправильной формы размером от первых мм до 4–7 см вишневых и темно-зеленых базальтов. Цемент туфов криптокристаллический зеленовато-серого цвета, хлоритизированный и карбонатизированный пепловый. Присутствуют кристаллокласты плагиоклаза размером 0.4–1.0 мм. Встречаются туфы дацитов псаммитовые, кристалло-литокластические. Преобладают обломки плагиоклаз-порфировых дацитов (до 80 %) угловатой и слабооплавленной формы. В меньшем количестве присутствуют угловатые обломки серицитизированного и карбонатизированного плагиоклаза (до 10 %). Размер пирокластического материала 0.2–2.5 мм. Цемент в породе пленочный глинистый, глинисто-карбонатный с примесью тонкочешуйчатого хлорита. Редко наблюдается интенсивное замещение обломков дацитов тонкозернистым агрегатом кальцита.

К *субвулканическим образованиям* оселкинского комплекса отнесен массив «Гора Случайная», расположенный на водоразделе рек Бедреп–Уксунай на южном склоне Салаира. По морфологии—это шток, прорывающий карбонатно-терригенные отложения верхов веберовской свиты верхнего ордовика. В веберовских известняках и аргиллитах встречены: трилобиты *Parillaenus depressa* (Holm), *Isotelus robustus* (Roemer), характерные для хирнатского яруса верхнего ордовика Эстонии и Таймыра; брахиоподы *Hesperortis cf. lebediensis* Sev. *Trucizetina* sp., *Protochonetes* sp., *Bracteoleptaena* sp., **Strophodontidae**, известные в верхнем ордовике Горного Алтая, остракоды *Hermannina* sp.; табуляты *Lyopora minima* Dziubo, характерные для верхнего ордовика Горного Алтая. Массив сложен долеритами - зеленовато-серыми породами массивной текстуры, офитовой структуры, переходной к габбровой. Содержание в породе плагиоклаза 60–70 %, клинопироксена 30–40 %. Зерна сосюритизированного плагиоклаза размером от 0,2 до 2 мм, идиоморфные, таблитчатой формы, мелкие зерна – полуидиоморфные и ксеноморфные. Отдельные крупные зерна плагиоклаза включают клинопироксен, образуя пойкилобласты. Клинопироксен частично хлоритизирован, размер зерен до 2 мм, иногда с пойкилитовыми включениями плагиоклаза и рудных минералов. Отмечаются кварцсодержащие разности долеритов, зерна кварца (2–5 %) размером 0,1–0,4 мм, обычно в виде скоплений до 0,8 мм. В южной части массива «Гора Случайная» встречаются дупироксеновые долериты, содержащие 50 % плагиоклаза, 25 % клинопироксена и 20 % ортопироксена. Акцессорные минералы представлены магнетитом (1–2 %), титаномангнетитом, замещенным лейкоксеном (1–2 %) и апатитом (единичные зерна).

По данным силикатных анализов (Рентгеноспектральный флуоресцентный анализ, ЦЛ ФБУП «ВСЕГЕИ») долериты отвечают семейству габброидов. Породы характеризуются умеренно низкой титанистостью ($\text{TiO}_2 = 0.77\text{--}1.21\%$), низкой фосфористостью ($\text{P}_2\text{O}_5 = 0.13\text{--}0.24\%$), низкой железистостью ($F = 37.1\text{--}40.8\%$), натриевым типом щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.93\text{--}6.31$). По этим параметрам субвулканические породы массива «Гора Случайная» коррелируются с базальтами оселкинской свиты, что предполагает их комагматичность. Относительный возраст массива определяется тем, что он прорывает фаунистически охарактеризованные образования веберовской свиты верхнего ордовика. Кроме того, U-Pb изотопными исследованиями цирконов из долеритов массива «Гора Случайная» установлен возраст пород равный 443.2 ± 2.39 млн лет (SIMS SHRIMP, ЦИИ, ВСЕГЕИ), что соответствует низам нижнего силура. В настоящее время уровень границы ордовика и силура маркируется датой 443.8 млн лет (Gradstein et al., 2012). **Изотопным датированием Sm-Nd методом двух проб долеритов массива** получены результаты 444 ± 7 млн лет и 444 ± 8 млн лет соответственно (TIMS Triton, ЦИИ, ВСЕГЕИ).

Литература

1. Стратиграфический словарь СССР. М.: Госгеолтехиздат. 1956. 1283 с.
2. Петрунина З.Е., Севергина Л.Г. О биостратиграфическом расчленении ордовикских отложений Западной Сибири // Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС. 1960, С. 346–356.
3. Гинцингер А.Б. Корреляционная стратиграфическая схема ордовика Алтая, Салаира и Горной Шории: Материалы по стратиграфии Саяно-Алтайской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СНИИГГиМС. 1964. С. 94–107.
4. Стратиграфический словарь СССР. Кембрий, ордовик, силур, девон. Л.: Недра. 1975. 622 с.
5. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе Средней Сибири, Новосибирск, 1979. Часть I. Верхний протерозой и нижний палеозой. Новосибирск. 1983. 215 с.
6. Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G., and Ogg G.M. The Geologic Time Scale 2012. V. 1. Elsevier. 2012. 1144 p.

7. Сенников Н.В., Лыкова Е.В., Обут О.Т., Толмачева Т.Ю., Изох Н.Г. Новый ярусный стандарт ордовика и его применение к стратонам западной части Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 8. С. 1226–1246.
8. Фомичев В.Д. Новые данные по стратиграфии Салаира. Информационный сборник ВСЕГЕИ, № 3. М.: Госгеолтехиздат. 1956. С. 43-45.
9. Фомичев В.Д., Алексеева Л.Э. Геологический очерк Салаира. Труды ВСЕГЕИ. Новая серия. Т. 63. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 218 с.
10. Харин Г.С. Стратиграфия силурийских отложений Салаира // Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области, т. II. Тр. СНИИГГиМС, вып. 20. 1960. С. 14–23.

ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА, ЗАБАЙКАЛЬЕ

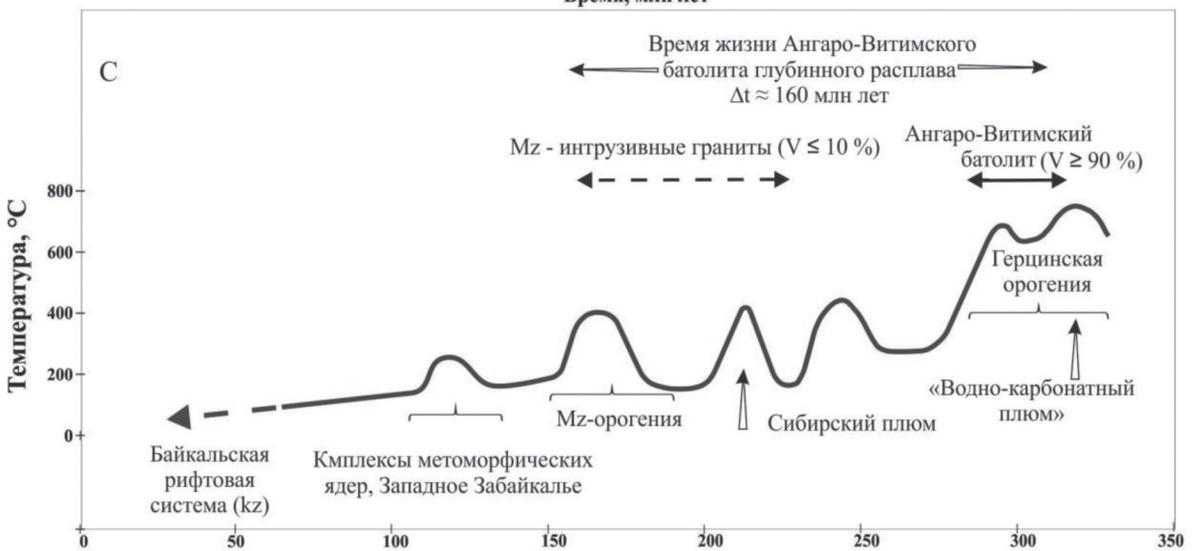
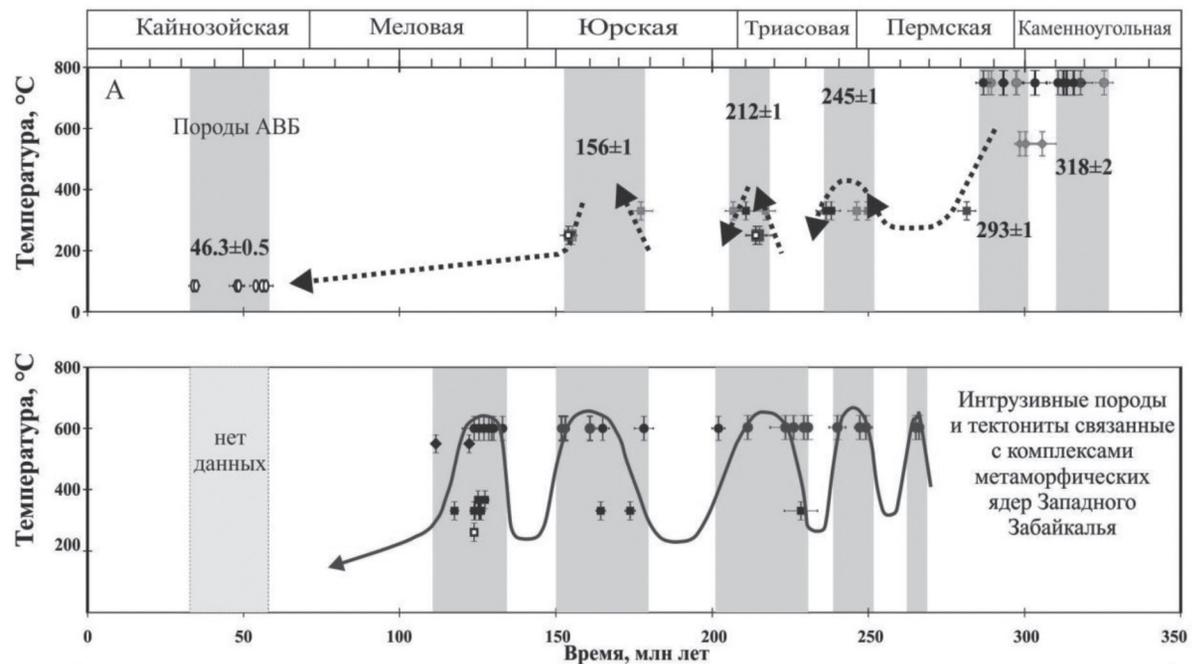
Травин А.В.^{1,2,3}, Цыганков А.А.⁴, Владимиров А.Г.^{1,2,3}, Мурзинцев Н.Г.¹, Михеев Е.И.^{1,2}, Хубанов В.Б.⁴¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
travin@igm.nsc.ru²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск³Томский государственный университет, г. Томск⁴Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Ангаро-Витимский батолит (АВБ) является одним из крупнейших в мире магматических резервуаров, заполненных гранитной магмой на средних – нижних уровнях земной коры, $S \geq 150\,000$ км² [1]. Аномальные масштабы гранитообразования связаны с постколлизивной геодинамической обстановкой (C_3-P_1), осложненной мантийным плюмом [2]. Ряд исследователей предполагает, что главным тепловым источником являлся автономный мантийный плюм [3], другие – отрицают плюмовую природу батолитообразования [4]. Тем не менее остается открытым вопрос о времени остывания гигантского слоя гранитной магмы, решение которого позволило бы реконструировать термическую историю земной коры Забайкалья и на этой основе сделать выбор в пользу той или иной геодинамической модели. В настоящем докладе проведен сравнительный анализ новых и уже опубликованных датировок: U/Pb (320–280 млн лет, циркон), ⁴⁰Ar/³⁹Ar (250–140 млн лет, амфибол, биотит, полевые шпаты). Термохронологические реконструкции проводились по образцам гранитов баргузинского и чивыркуйского комплексов АВБ с использованием U/Pb (циркон), ⁴⁰Ar/³⁹Ar (циркон, амфибол, биотит, полевой шпат, плагиоклаз) методов датирования по минералам, отвечающим первичному магматическому парагенезису.

Полученные U/Pb датировки по циркону, являющиеся оценкой времени консолидации гранитного расплава, распределяются в диапазоне 320–290 млн лет, при этом выделяется два четко выраженных пика с возрастом 315 ± 1 и 292 ± 1 млн лет (см. рисунок). По амфиболам из гранитов северо-западной окраины АВБ получены датировки, в пределах ошибки, согласующиеся с U/Pb датировками этих образцов. Это свидетельствует о том, что породы северо-западной окраины АВБ в это время находились на глубине, не более 14–15 км. В более поздней термической истории АВБ на основании наличия кластеров изотопных датировок для образцов, располагающихся в различных его частях, выделяется, по крайней мере, три активных термических события с возрастом 245 ± 1 , 212 ± 1 , 156 ± 1 млн лет (см. рисунок). Особое место занимает последний возрастной рубеж 46 ± 1 млн лет, фиксируемый трековым методом по апатиту (см. рисунок). Из результатов обратного моделирования по распределению длин треков распада следует, что породы Баргузинского хребта (осевая часть АВБ) оставались на глубинах ниже зоны частичного омоложения апатита ($H > 4-6$ км, $T > 120^\circ\text{C}$) до рубежа с возрастом 60 млн лет, а затем достигали верхней границы зоны частичного омоложения апатита в диапазоне возраста от 40 до нескольких млн лет по мере развития Байкальской рифтовой системы [5].

Для одних и тех же образцов разрыв между временем закрытия изотопной системы U/Pb в цирконе и ⁴⁰Ar/³⁹Ar в биотите составляет $\Delta t_{\text{zr-bt}} = 37-112$ млн лет, что может быть связано с длительным временем существования гранитной магмы. Предложена модель остывания гранитного слоя в земной коре, сопоставимого по масштабам с Ангаро-Витимским батолитом, которая позволяет согласовать наблюдаемые значения $\Delta t_{\text{zr-bt}}$ с постколлизивным растяжением континентальной литосферы и, как следствие, – тектоническим экспонированием «полузамерзшего» гранитного слоя на верхние уровни земной коры с одновременной эрозией кровли. Эта термохронологическая модель дает предпосылки для объяснения комплексов метаморфических ядер в Забайкалье (Mz) [4, 6] и Байкальской рифтовой системы (Kz), как последовательных этапов крупномасштабного растяжения континентальной литосферы Центральной Азии [5, 7, 8].

Работа выполнена в рамках государственного задания (проекты № 0330-2016-0003, № 0330-2016-0013), при финансовой поддержке правительства РФ (грант № 14.Y26.31.0012), Министерства науки и образования РФ (проект № 5.1688.2017/ПЧ), а также Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 16-05-00128а, 17-05-00936а, 17-05-00275).



U/Pb: • - Циркон., монацит;
 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: ♦ - амфибол; ■ - мусковит, биотит; □ - полевой шпат; 0 - трековый метод, апатит;

Сводка термохронологических данных для гранитоидов Ангаро-Витимского батолита, интрузивных пород и тектонитов, связанных с комплексами метаморфических ядер Западного Забайкалья. На нижнем рисунке приведена геодинамическая интерпретация полученных термохронологических данных.

Литература

1. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алашкин А.М., Подладчиков Ю.Ю. Ангаро-Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск. ОИГГМ СО РАН. 1993. 141 с.
2. Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Травин А.В., Лепехина Е.Н., Бурмакина Г.Н., Анциферова Т.Н., Удоротина О.В. Позднепалеозойские габброиды Западного Забайкалья: U-Pb и Ar-Ar изотопный возраст, состав, петрогенезис // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 1005–1027.

3. Ярмлюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.К., Ковач В.П., Яковлева С.З., Бережная Н.Г. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология. 1997. Т. 5, № 5. С. 451–466.
4. Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. Late Paleozoic – Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history // Journ. of Asian Earth Sci. 2013. V. 62. P. 79–97.
5. M. Jolivet, T. De Boisgrollier, C. Petit, M. Fournier, V.A. Sankov, J.-C. Ringenbach, L. Byzov, A.I. Miroshnichenko, S.N. Kovalenko, S.A. Anisimova How old is the Baikal Rift Zone? Insights from apatite fission track thermochronology // Tectonics. 2009. V. 28. TC3008. (1 of 21).
6. Склярёв Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Новосибирск: Изд-во СО РАН НИЦ ОИГГМ. 1997. 182 с.
7. T. Wang, Y. Zheng, J. Zhang, L. Zeng, T. Donskaya, L. Guo, J. Li Pattern and kinematic polarity of late Mesozoic extension in continental NE Asia: perspectives from metamorphic core complexes // Tectonics. 2011. V. 30. TC6007.
8. T. Wang, L. Guo, L. Zhang, Q. Yang, J. Zhang, Y. Tong, K. Ye Timing and evolution of Jurassic – Cretaceous granitoid magmatism in the Mongol-Okhotsk belt and adjacent areas, NE Asia: Implications for transition from contractional crustal thickening to extensional thinning and geodynamic settings // J. Asian Earth Sci. 2015. V. 97. P. 365–392.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ЧЕХЛА ШУ-САРЫСУЙСКОГО БАСЕЙНА И ЕГО СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ НА ПОИСКИ УГЛЕВОДОРОДОВ

Тулемисова Ж.С., Коробкин В.В.

Казахстанско-Британский технический университет, г. Алматы ztulemissova@gmail.com

Чехол Шу-Сарысуйской впадины сложен позднепалеозойскими и мезозой-кайнозойскими слабо дислоцированными осадочными комплексами. Изучение особенностей строения и состава литолого-стратиграфического разреза (Мойынкумский, Сузак-Байкадамский, Кокпансорский, Тасбулакский и Жезказганский прогибы) позволяет выделить разнообразные по генезису и вещественному составу породы-коллекторы и покрышки. К покрышкам отнесены следующие стратоны: 1) галогенно-терригенная толща фаменского яруса верхнего девона; 2) толща хомогенных известняков нижнего-среднего визейского яруса; 3) аргиллитовые толщи среднего-верхнего визейского яруса; 4) сульфатные и сульфатно-галогенные толщи серпуховского яруса нижнего карбона; 5) соленосная толща кунгурского яруса нижней перми и мергелистая пачка Жезказганского прогиба. Породы-коллекторы отнесены к зональному типу и связаны с нижневерхнепермскими, нижнекаменноугольными, верхнедевонскими и средне-верхнедевонскими отложениями. Емкостно-фильтрационные свойства коллекторов верхнепалеозойских толщ Шу-Сарысуйского бассейна высоки и их пористость меняется от 13 до 22 %, проницаемость – от десятка до 100 мД и более.

Совокупность всех коллекторов и покрышек-флюидоупоров позволяет выделить в осадочной толще данного бассейна следующие газоносные комплексы [1–5]:

- 1) фаменский терригенный газоносный комплекс, развитый в пределах Кокпансорского прогиба и отчасти в Мойынкумском прогибе и контролируемый площадью распространения фаменской соленосной толщи;
- 2) нижнекаменноугольный, турнейско-нижневизейский терригенный, развитый преимущественно в пределах Мойынкумского прогиба;
- 3) нижнекаменноугольный, верхневизейско-нижнесерпуховский, карбонатный, газоносный, развитый в пределах Кокпансорского и Мойынкумского прогибов;
- 4) нижнепермский, терригенный и сульфатно-терригенный, продуктивность которого ограничена развитием пермской эвапоритовой толщи.

Шу-Сарысуйский бассейн традиционно выделяется как газоносный. Его аномальный тепловой режим предопределил высокую катагенетическую преобразованность органического вещества (ОВ). Анализ палеогеографических и палеотектонических условий накопления осадков данного бассейна показывает, что седиментация нефтегазоматеринских толщ его литолого-стратиграфических комплексов происходила при различных скоростях [1, 2]. Высокие условия прогибания (80–110 м/млн. лет) связаны с раннекаменноугольным этапом и, уменьшаясь в среднекаменноугольно-раннепермское время, с резким увеличением величины прогибания до середины ранней перми. Палеогеотермические условия в Шу-Сарысуйской впадине в позднем палеозое характеризовались повышенными значениями геотермического градиента 4,5 °C/100 м [3, 4], способствуя быстрому наступлению главной фазы нефтеобразования в глубоких частях прогибов, в конце позднекарбонно-раннепермской эпохи. С поздней перми скорость прогибания при геотермическом существующем градиенте способствовала достижению ОВ условиям катагенеза за сравнительно короткое время и быстрому прохождению нефтегазоматеринскими толщами главной зоны нефтеобразования (60–130 °C) и их вступлению в главную зону газообразования (125–225 °C).

В пределах Шу-Сарысуйского бассейна нефтегазоматеринская толща позднего девона – раннего карбона находится в состоянии активного катагенеза, тогда как в Мойынкумском прогибе эта толща располагается в термобарических условиях, соответствующих главной зоне нефтеобразования (60–130 °C). Сформировавшаяся гидродинамическая система обеспечила сохранность в отложениях фамена и нижнего карбона высокоминерализованных (220–260 г/л) подземных вод, когда отдельные прогибы Шу-Сарысуйского бассейна выступали в качестве автономных очагов генерации УВ, а бортовые их обрамления – зон аккумуляции [1].

Большинство исследователей [1–4] связывают генерацию углеводородных газов, и частично нефти, с морскими и лагунными терригенно-карбонатными отложениями фамена-нижнего карбона, обогащенными органическим веществом гумусового, реже – сапропелевого типа, а также с угленосными породами визейского возраста, развитыми в северных районах Мойынкумской впадины. К потенциально нефтегазогенерационным толщам относится также сероцветная карбонатно-терригенная толща перми, распространенная в северо-западной части территории [6].

Анализ вероятных условий генерации углеводородов (УВ) показывает, что к концу каменноугольного, началу раннепермского времени девонско-нижнекаменноугольные толщи могли их генерировать. Рассмотренные специфические особенности вещественного состава осадочного чехла верхнего палеозоя Шу-Сарысуйского бассейна указывает, что в пределах этого региона отсутствует региональная покрывка (флюидоупор). В девон-каменноугольной части разреза резко ограничена площадь развития отложений, которые могут рассматриваться в качестве нефтематеринских толщ, что в конечном итоге сказывается на количественном выражении углеводородного потенциала бассейна. Толщи пород, относимые к нефтематеринскому типу, характеризуются умеренными концентрациями органического вещества в фамен-нижнекаменноугольной части разреза. Ареал развития соленосных и локальных покрывок указывает на ограниченные условия формирования зон нефтегазоаккумуляции.

Отложения визейско-серпуховского ярусов представлены битуминизированными известняками с прослоями аргиллитов, мергелей, углистых сланцев, а также алевролитов и песчаников. Данный комплекс отложений в большинстве случаев приурочен к низам разреза. Максимальная мощность разреза достигает 1200 м, при этом в ней выделяются удовлетворительные по емкостно-фильтрационным параметрам песчано-алевролитовые и карбонатные резервуары с толщами-покрывками зонального характера.

Отложения средне-верхнекаменноугольного возраста, максимальной толщиной до 700 м, представлены континентальной толщей, сложенной песчаниками, конгломератами, алевролитами с редкими прослоями аргиллитов и кремнистых известняков. В пределах западного борта прогиба песчаники и алевролиты в разрезе преобладают. Отложения пермского возраста четко подразделяются на три толщи – подсоленосную, соленосную и надсоленосную. Первая из них, мощностью до 200 м, представлена чередованием красноцветных алевролитов и аргиллитов с песчаниками и редкими прослоями известняков и доломитов.

Соленосная толща, мощность которой колеблется от 0 до 950 м, сложена чередованием пачек и прослоев галита с красноцветными аргиллитами, алевролитами и песчаниками. Толща представляет собой достаточно надежную зональную покрывку, однако свойства ее в качестве флюидоупора снижаются в краевых частях прогиба.

Надсоленосная толща, мощностью до 450 м, в литологическом отношении представлена красноцветными аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников.

Мезозойско-кайнозойский комплекс, достигающий мощности до 300 м, представлен верхнемеловыми и неоген-четвертичными отложениями. Первые из них сложены зеленовато-серыми глинами и алевролитами с редкими пластами песчаников, которые вверх по разрезу сменяются на красноцветные и сероцветные разности. Кайнозойская группа – это чередование красных, зеленых и серых карбонатных глин, мергелей с редкими прослоями ангидритов и песчаников.

Выделяется два структурных комплекса: мел-эоценовый и олигоцен-четвертичный [1, 2]. По периферии впадины локально развиты осадки юрского структурного яруса (Даутская грабен-синклиналь на северо-западе и Хантауская синклиналь на юго-востоке). В Даутской грабен-синклинали мощность юры достигает 1200 м, в Хантауской – 150–200 м. Мел-эоценовый структурный ярус включает морские и континентальные песчано-глинистые отложения от турона до эоцена. Для яруса характерны небольшие мощности (0–500 м), отсутствие длительных перерывов и преобладающий терригенный состав. Оligоцен-четвертичный структурный ярус сложен континентальными терригенными породами. Наибольшие мощности яруса 400–600 м характерны для Сузакского прогиба, расположенного у подножия хр. Каратау. Южнее Шу-Сарысуйской впадины, находится Восточно-Шуйский предгорный прогиб, расположенный у подножия Киргизского хребта, и выполненный неоген-четвертичной молассой мощностью около 3000 м. Наличие наиболее глубоких Сузакского и Восточно-Шуйского прогибов вдоль юго-западной окраины Шу-Сарысуйской впадины и плавное поднятие ее северо-восточного борта, в сторону обнаженных палеозойских структур Шу-Илийских гор, сделало современную структуру мезозойско-кайнозойских отложений Шу-Сарысуйской впадины резко асимметричной.

Комплекс благоприятных геологических, гидрогеологических, геохимических и других факторов [1–4] позволяет предполагать достаточно высокие прогнозные ресурсы УВ Шу-Сарысуйского бассейна. В этой связи к перспективно-газоносным районам отнесены площади Жезказганского, Тасбулакского и Сузак-Байкадамского прогибов, из которых последний характеризуется наименьшей вероятностью выявления новых газовых залежей.

Литература

- 1 Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана: в 3 т. / под ред. С. Ж. Даукеева [и др.]. Алматы: 2002. Т. 1. Глубинное строение и геодинамика. 224 с.; Т. 3. Нефть и газ – 272 с.

- 2 Атлас литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии. – Алматы: ЮГГЕО, 2002. 132 с.
- 3 Парагульгов Х.Х. Эволюция и нефтегазоносность осадочных бассейнов Восточного Казахстана: автореф. дис. д.г.-м.н.: Алматы: ИГН, 2005. 45 с.
- 4 Карта прогноза нефтегазоносности Казахстана. М 1:2 500 000 / Ред. С.Ж. Даукеев, А.А. Абдулин, Х.А. Беспаяев, Э.С. Воцалевский. Министерство энергетики и минеральных ресурсов РК, Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева МО и НАН РК, Алматы, 2000.
- 5 Korobkin V.V. Buslov M.M. Tectonics and geodynamics of the western Central Asian Fold Belt (Kazakhstan Paleozooids) Reference: RGG574 Journal title: «Russian Geology and Geophysics», New York. 2011. V. 50, № 12. P. 1585–1603.

ДАННЫЕ ИЗУЧЕНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПЕРСПЕКТИВНОГО НЕФТЕМАТЕРИНСКОГО КОМПЛЕКСА ПОРОД МЕЗОЗОЙ-КАЙНОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА ИЛИЙСКОГО БАССЕЙНА

Тулемисова Ж.С.¹, Коробкин В.В.¹, Саматов И.Б.²¹Казахстанско-Британский технический университет, г. Алматы
ztulemissova@gmail.com²Институт геологических наук им. К.И.Сатпаева, г. Алматы

На территории Южного Казахстана находится ряд мелких осадочных бассейнов (Илийский, Прибалхашский, Алакольский) с неясными перспективами на возможность обнаружения в них промышленных скоплений углеводородов (УВ). В этой связи было проведено изучение вещественного состава типовых образцов, составляющих основной объем стратиграфического разреза мезозой-кайнозойского пород Илийской впадины. Из серии отобранных и проанализированных образцов в таблице 1 приведены данные по наиболее характерным типам пород.

Термический и рентгенодифрактометрический анализы показали наличие в образцах кремнистых образований – преимущественно кварца (10–60 %) и присутствие в некоторых породах редко встречаемых в подобных ассоциациях формирований, типа ломонтита из группы цеолитов и тремолита. Состав образцов определялся путем дифференцирования его термохимических показаний по принадлежностям их к каким-либо минеральным образованиям. Глинистые минералы диагностировались по сериям эндотермических реакций, связанных с дегидратацией (50–250 °С) и с дегидроксилизацией (300–700 °С) по термогравиметрии обезвоживания образцов в названных пределах температур. Была выявлена группа таких минералов как монтмориллонит, мусковит, ассоциация смешаннослойных минералов (ССМ), гидрослюда, хлорит.

Кварц по степени распространенности и по содержанию его в породах изучаемых площадей является главным минералом. Количество его дисперсной части, представленной в образцах, колеблется в пределах 10–60 %. С понижением карбонатной составляющей пробы содержание кварца растет, наличие его в пробах особенно заметно в образцах SK-10 – 50 %, SK-12 – 50 % и SK-25 – 60 %.

Монтмориллонит в представленных образцах обнаружен по реакциям выхода в атмосферу двух форм воды – молекулярной (H₂O) и межслоевой (ОН), удаление которых при термической деструкции вызывает в разных интервалах температур неодинаковые по интенсивности эндотермические эффекты. Согласно результатам термического обезвоживания системы и анализу стехиометрических данных монтмориллонита, содержание его в породах колеблется в пределах 0–18.9 %. В образцах с Чарынского каньона (SK-06-08, 10, 12) наблюдается тенденция понижения количества этого минерала от 18.9 до 8.3 %, а в оставшейся части пород указанное включение обнаружено лишь в образцах SK-18 – 10 % и SK-25 – 7.5 %.

ССМ в породах установлены в образцах SK-12 и SK-25. Кристаллическая решетка данного образования обычно включает в себя фрагменты структур монтмориллонита и иллита, и при нагревании ведет себя как механическая смесь из соответствующих минералов. Была отработана методика, позволившая выявить содержание ССМ из весовых значений, полученных путем дегидратации (50–300 °С) монтмориллонитовых, иллитовых слоев структуры и обезвоживания (300–600 °С) кремнекислородного каркаса только монтмориллонитового слоя.

Мусковит и хлорит, выявленные в образцах SK-25, SK-29 и SK-30, содержат в своей структуре около 8,5% воды, которая в условиях непрерывно возрастающей температуры (от 100 до 1000 °С) удаляется в основном плавно. Только в некоторых пределах температур выход гидроксидов из системы может носить ступенчатый характер. Такой интервал приходится на промежутки 450–550 °С. В пределах этих температур в указанных пробах (в порядке роста нумерации) были выявлены следующие потери веса 0.2; 0.6 и 0.5%, означающих присутствие в них соответственно 2.4; 7.1 и 5.9 % мусковита. Хлорит в образцах SK-24 ÷ SK-30 снижают свой вес на 0.4; 0.3; 0.4 и 0.4 %. Такие потери массы при нагревании соответствуют 3.3; 2.5; 3.3 и 3.3% содержанию хлорита в пробах.

Каолинит в качестве примеси в составе породы обнаружен лишь в образце SK-10. Этот водный силикат диагностировался по эндотермической реакции, вызванной выходом из структуры при 400-620°C конституционной воды.

Гётит в качестве примеси встречен в образце SK-25 (1.6 %), а как самостоятельная компонента пробы с заметным значением массы (3.7 и 5.8%), обнаружен в пробах SK-10 и SK-24.

Таблица

Содержание CO_{opt} и минеральный состав пород по результатам термического и рентгенодифрактометрического анализов.

Место отбора и номер пробы	Возраст (индекс)	Литология	CO_{opt} и минеральный состав проб. % масс.								Соединения, вынесенные из минералов в процессе их нагревания. % масс			% CO_{opt} П П П	
			CO_{opt}	Кварц	Монтмориллонит	Мусковит	Хлорит	Кальцит	ТИМ	Прочие минералы	N_2O	NO	CO_2		
Вблизи моста р. Чарын	SK-06	N_{1-2}	Песчаник	следы	~10	18.9	-	-	66.5	5	-	2.2	2.3	29.3	33.8
	SK-07	N_{1-2}	Осадочная breccia	0.5	~30	14.6	-	-	28.2	~25	-	1.5	2.0	12.4	16.4
	SK-08	N_2	Песчаник	-	<10	14.7	-	-	65.3	>10	Гидролюда-2.8	2.8	1.35	28.75	32.9
Каньон р. Чарын, Зайлийский Алагау	SK-10	C_2	Известняк	0.4	~50	9.8	-	-	23.2	~20	Каолинит-1.7; гетит-3.7	1.65	1.85	10.2	14.1
	SK-12	N_2	Песчаник	0.3	50	8.3	-	-	20.1	<25	ССМ-6.6	1.95	1.2	8.85	12.3
Горы Актау, южная Жонгария	SK-13	N_1	Песчаник	0.4	~40	-	-	-	14.1	<10	ССМ-37.7	2.9	3.8	6.2	13.3
Вблизи лога Коктал, южная Жонгария	SK-18	Pg	Туфогес-чаник	следы	~25	10.0	-	-	33.6	~30	-	1.3	1.1	14.8	17.2
Вблизи ж/д ст. Сарыозек, южная Жонгария	SK-24	P_1	Песчаник	-	~30	-	-	3.3	0.5	~25	Лаумантит-19.3; тремолит-14.3; гетит-5.8	1.1	3.3	0.2	4.6
Вблизи ж/д ст. Жоломан, южная Жонгария	SK-25	K	Песчаник	-	~60	7.5	2.4	2.5	-	~30	гетит-1.6	1.0	1.6	-	2.6
Северо-восточный берег водохранилища Капчагай, южная Жонгария	SK-29	K	Песчаник	0.3	~25	-	7.1	3.3	27.3	~10	Тремолит-14.3; гидролюда-12.5	1.4	2.5	12.0	16.2
	SK-30	K	Песчаник	0.4	~25	-	5.9	3.3	28.9	>10	Толомит-13.8; тремолит-9.5	0.3	1.0	19.3	21.0

Содержание кальцита в пробах варьирует в пределах 14.1–66.5 %, только в образцах SK-24 и SK-25 его количество опущено до 0.5 %. Диагностировался по эндотермическому эффекту, фиксируемому ДТА-кривой в интервале ~ 600–700 °С. Количество кальцита в пробах в большинстве случаев колеблется в пределах 20–30 %.

Доломит в изучаемых породах явно не проявляет своих термохимических признаков при нагревании, однако присутствие его ощущается при расчетах содержания кальцита в пробе SK-30, согласно потери веса при этих реакциях, количество кристаллического образования $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ в пробе составляет 13.8 %.

Органическое вещество (ОВ) обнаружено во многих из представленных пород. Термическим и рентгенодифрактометрическим анализами установлено, что различные включения диагностируются по характерному для органики признаку – интенсивному окислению CO до уровня CO_2 и выносу летучего продукта сгорания в атмосферу. Формирование CO_2 и выброс его из системы вызывает формирование мощного потока тепла, который в виде серий экзотермических проявлений легко фиксируется ДТА-кривой. В нашем случае образцы регистрируют на своих кривых только два слабо выраженных термических эффекта, связанных с выгоранием в пробах весьма малого количества (0.3–0.5 %) органического включения ($\text{C}_{\text{орг}}$). Из имеющегося количества $\text{C}_{\text{орг}}$ в породах, разграничения их по генетическим принадлежностям свелось к выделению субколлоидального типа. Подобный вид рассеянного ОВ, связан с формированием жидких УВ.

В глинистых и карбонатных минералах присутствует ОВ, при этом частицы $\text{CO}_{\text{орг}}$ упакованы в микропорах карбонатно-глинистого агрегата, часть из которой включена в межслоевое пространство минералов. Подобные формирования в благоприятных геохимических обстановках обычно служат акцепторами ОВ.

В заключение следует отметить, что полученные данные были использованы при оценке прогнозного УВ потенциала Илийской впадины.

МАФИЧЕСКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ (СОБСКИЙ КОМПЛЕКС, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ): U-PB (SIMS) ДАННЫЕ

Удортина О.В.¹, Кобл М.А.²

¹Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар,
udoratina@geo.komisc.ru

²Стэнфордский Университет, г. Стэнфорд

Собский (лагортинско-кокпельский) батолит является крупнейшим в палеокеаническом секторе (Войкарская зона, Восточно-Уральская мегазона) Полярного Урала. Батолит сложен породами собского (лагортинско-кокпельского), конгорского и янаслорского комплексами. Большую часть батолита занимают образования собского комплекса. Собский комплекс слагают диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, тоналиты, плагиограниты. Отличительной чертой пород этого комплекса является насыщенность темными с более мелкозернистой структурой, массивными и более меланократовыми относительно пород комплекса по составу мафическими включениями (МВ) – габбро-диорит-диорит-кварцевый диорит состава.

Согласно проведенным нами ранее исследованиям включения различные по составу, но 90 % из изученных составляют породы близкие по всем (минералогическим, петрографическим, петро-геохимическим) параметрам к породам, вмещающим МВ. Как правило, МВ имеют резкие и четкие границы с содержащими их породами, но отмечаются и признаки взаимодействия между ними, это выражается в формировании гибридных зон вокруг МВ, в «ассимиляции» МВ и сохранении лишь их теневых контуров. Тем не менее, наблюдения таких признаков редки, основную массу типичных МВ составляют темно-серые, черные, тонко- мелкозернистые порфирированные массивные породы с гипидоморфнозернистой микроструктурой, во вмещающих зональный плагиоклаз (лабрадор-битовнит), амфибол (Mg-роговая обманка) и слюда (биотит). МВ различные по форме округлые, эллипсоидные образования, но наблюдаются и угловатые и амебообразные. Размеры включений от 10 до 30 (50) см, также имеются как более крупные, так и более мелкие по размерам. Контакты с вмещающими породами чаще всего четкие, резкие, закалочная кайма отсутствует.

Из крупного МВ с резкими четкими границами была отобрана минералогическая проба (U306-12, ср. теч. р. Тумболава). МВ – габбродиорит, мелкозернистый, массивный. Порода состоит из плагиоклаза, амфибола, биотита, кварца, акцессорные минералы – апатит, рудные – магнетит, вторичные – агрегат соссорита, хлорит. Порфирированные кристаллы плагиоклаза, роговой обманки и биотита погружены в матрикс такого же состава. Плагиоклаз наиболее ранний, содержится в виде пойкилитовых включений в амфиболе и биотите. Содержание кремнезема (мас. %) составляет 53, оксида титана 0.5, глинозема на уровне 15.5, содержание Na₂O – 3.2, K₂O – 1.7. Содержания РЗЭ средние (76.25 г/т), слабо обогащены лёгкими РЗЭ относительно тяжёлых (La_N/Yb_N – 1.3). На мультиэлементных диаграммах видно обогащение крупноионными литофильными элементами относительно высокозарядных элементов, с проявленными положительными аномалиями по Pb и Sr и отрицательными – по Nb и Ta.

Габбро и габбродиориты известны в составе пород собского комплекса, для пород конгорского, близ возрастного, но более щелочного комплекса, характерны габбронориты и монцодиориты.

Из пробы (U306-12) по стандартной методике в ЦКП «Геонаука» выделены цирконы. Цирконы исследовались в центре SUMAC Стэнфордского университета и Геологической службы США на ионном мультиколлекторном микронзонде SHRIMP-RG и сканирующем электронном микроскопе Jeol 5600.

Цирконы, присутствующие в выборке двух типов: 1. мелкие прозрачные светло-желтые, с хорошо выраженной головкой, размер до 150 мкм КУ 1:2, 1:3. 2. темные, полупрозрачные, коричневые, круглые или обломки размер менее 100 и до 150 мкм КУ 1:2, 1:3. В цирконах в катодоллюминесцентных изображениях наблюдается в зернах (рис. 1а, светлые) генерация цирконов, для которых характерны светлые тона и четко видимая осцилляционная зональность, в краевых частях кристаллов черные зоны, и генерация (рис. 1а, темные) не зональных черных цирконов. Либо мы наблюдаем одну

генерацию цирконов со вскрытой светлой зональной ядерной частью (рис. 1а, светлые) и невскрытой черной незональной оболочкой (см. рисунок, а, темные). Содержания U и Th (г/т) сильно варьируют, как правило, центральные части кристаллов значительно обогащены и U и Th (2205-4626 и 574-1903 соответственно) относительно краевых частей (117-454 и 22-72).

Возраст цирконов, рассчитанный по величине отношения ²⁰⁶Pb/²³⁸U, был определен в 10 точках, диапазон возрастов от 400 ± 10 млн лет до 365 ± 15 млн лет (рис. 1б). Средневзвешенный возраст по 10 корректным

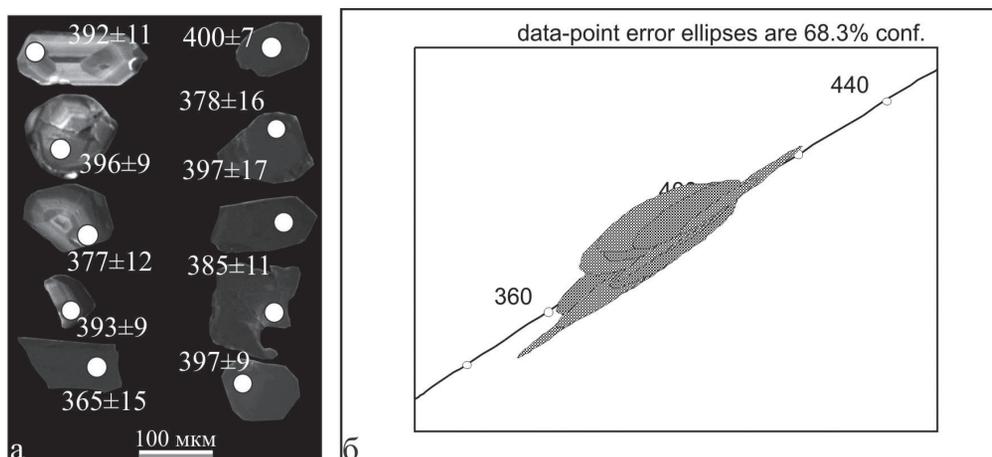


Рис.1. Катодолуминесцентные изображения цирконов из мафического включения (U306-12) со значениями датированных зерен и положением аналитических кратеров (а), б – диаграмма для цирконов, координаты точек – центры эллипсов погрешностей (2σ).

определением составляет 391.6 ± 6.6 млн лет (0.95 %, $2s$, СКВО = 0.94, вероятность 0.49). В спектрах распределения элементов-примесей цирконов сильно варьируют легкие РЗЭ, что свидетельствует о том, что в проанализированных центральных частях цирконов выражены изменения пока неясного генезиса. Температура формирования, оцененная по содержанию Ti, в краевых зонах находится на уровне 631–695 °С, в центральных варьирует в широком интервале 619–1037 °С ($a_{\text{SiO}_2} = 1$, $a_{\text{TiO}_2} = 0.7$).

Время формирования пород собского комплекса вмещающих МВ определенное различными методами укладывается в интервал 410–393 млн лет [1 и ссылки в этой работе]. По нашим данным [2, 3] U-Pb метод (SHRIMP II) возраст цирконов составляет 386 ± 3 млн лет (проба 2005, кварцевый диорит, слияние р. Погурей и Кокпелы) и 395 ± 5 млн лет (проба L-9-8-5, гранодиорит, водораздел р. Тань-Ю и Б. Лагорта), для сравнения отсутствуют данные по содержанию Ti, РЗЭ. Таким образом, возраст цирконов из МВ близок в пределах погрешности возрасту цирконов вмещающих МВ пород собского комплекса.

Исследования выполняются в рамках госзадания №ГР АААА-А17-117121270035-0.

Литература

1. Соболев И. Д., Соболева А. А., Удоратина О. В., Варламов Д. А., Хоуриган Дж. К., Хубанов В. Б., Буянтуев М. Д., Соболева Д. А. Субсинхронное проявление известково-щелочного и шощонитового магматизма в девонской малоуральской островной дуге (Полярный Урал) / Геотектоника (в печати)
2. Удоратина О. В., Кузнецов Н. Б. Собский плаггиогранитный комплекс Полярного Урала // Бюл. моск. испытателей природы. Отд. геол. 2007. Т. 82. Вып. 3. С. 49–59.
3. Удоратина О. В., Кузнецов Н. Б., Ларионов А. Н., Шишкин М. А. U-Pb возраст плаггиогранитоидов Собского массива (Полярный Урал) / Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2008. № 5. С. 52–62. (Тр.ы ИГ Коми НЦ УрО РАН, Вып. 124).

ПОСТОРОГЕННЫЕ ДАЙКОВЫЕ ПОЯСА АЛТАЙСКОЙ АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ

Хромых С.В.^{1,2}, Котлер П.Д.^{1,2}, Гурова А.В.^{1,2}, Семенова Д.В.¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
serkhrom@mail.ru

²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск

Алтайская аккреционно-коллизонная система была сформирована в позднем палеозое в результате взаимодействия Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов [1]. Формирование орогенного сооружения произошло в конце раннего – начале позднего карбона, а посторогенные раннепермские стадии развития характеризуются проявлением масштабного разнообразного – в коротком временном интервале от 300 до 270 млн лет назад были проявлены базальт-андезит-дацит-риолитовые вулканические серии, сформированы массивы щелочных и субщелочных габброидов, габбро-монзонит-граносиенит-гранитные интрузии, мелкие тела плагиогранитов, крупные батолиты, сложенные гранодиорит-гранитной и гранит-лейкогранитной ассоциациями пород и сопровождающиеся редкометальным оруденением [1–3; и др]. Масштабный магматизм является индикатором тектонических условий растяжения литосферы и повышенного температурного градиента в литосферной мантии. Этот раннепермский магматизм проявился на широкой территории западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и в настоящее время объединяется как крупная изверженная провинция (**Large Igneous Province**, LIP [4]), формирование которой связано с активностью Таримского мантийного плюма.

Одним из традиционных индикаторов крупных изверженных провинций являются дайковые рои или пояса, обозначающие процессы растрескивания и растяжения литосферы. На территории Алтайской аккреционно-коллизонной системы проявлены такие дайковые пояса северо-восточного простирания. Они дискордантны по отношению к северо-западному простиранию главных региональных структур, прорывают все магматические образования и завершают проявления эндогенной активности в регионе. Геологическая позиция даек позволила объединить их в миролюбовский комплекс [5], при этом их возраста традиционно принимался как позднепермский или мезозойский, а их проявление связывалось с самостоятельным этапом эндогенной активности.

Нами начаты исследования этих дайковых поясов, в особенности – пространственно сопряженных с гранитоидами Калба-Нарымского батолита. Всего в Калба-Нарымской зоне можно выделить восемь поясов. Наиболее крупным является протягивающийся более чем на 20 км Миролюбовский пояс параллельных даек, секущих гранитоиды Калба-Нарымского батолита. В составе миролюбовского комплекса предшествующими исследованиями [5, 6; и др.] выделены три группы даек основного (5 %), среднего (70 %) и кислого (25 %) составов, и сделаны предположения о гомодромной последовательности внедрения. Наше главное внимание было сосредоточено на основных и средних дайковых породах, поскольку их легче идентифицировать среди гранитоидов батолита. В 2016-2017 гг. проведено первичное изучение и опробование базитовых даек пяти крупных поясов. Дайки повсеместно крутопадающие, выдержаны по простиранию на сотни метров и первые километры, имеют мощность от 1–5 м до 15–20 м. Большинство даек имеет четкие интрузивные контакты с вмещающими породами, в том числе гранитоидами. Вместе с тем, для некоторых долеритовых даек были отмечены явления взаимодействия с вмещающими гранитоидами калбинского комплекса. В контактовых частях нескольких мощных даек непосредственного контакта долеритов с гранитами не наблюдалось, а зафиксированы долеритовые нодулы, «погруженные» в матрикс из гранодиорит-порфириров. Именно эти гибридные породы непосредственно взаимодействуют с вмещающими гранитами. Между долеритами и гранодиорит-порфирами фестончатые границы, и эти характерные взаимоотношения свидетельствуют о явлениях минглинга – сосуществования двух магм – базитовой и гранитоидной. Подобная гибридная гранитоидная магма, согласно предложенным моделям формирования минглинг-структур [7, 8; и др.] могла возникнуть при взаимодействии долеритовой магмы с неостывшей гранитной магмой на более глубоких уровнях, а затем произошло внедрение гетерогенной смеси в вышерасположенные гранитоиды.

Петрографические исследования образцов пород из базитовых даек показало, что они представлены следующими разновидностями: 1) долеритами (редко оливин-содержащими) и долерит-порфирами (с порфировыми вкраплениями плагиоклаза); 2) диорит-порфирами, кварцсодержащими (единичные зерна в интерстициях основной массы) диорит-порфирами; 3) спессартитами, содержащими идиоморфные вкрапления магматической роговой обманки. Преобладающей разновидностью являются диориты, долеритовые дайки со-

ставляют около 15–20 % из изученных, спессартитовые дайки встречены в двух случаях. Главный породообразующий минерал – плагиоклаз, в основных разностях также присутствует клинопироксен, в средних – амфиболы. Типоморфным минералом, присутствующим практически во всех породах, является биотит. Акцессорные минералы представлены ильменитом, апатитом, цирконом.

Данные исследований вещественного состава базитовых пород комплекса свидетельствуют о их принадлежности к высоко-калиевой известково-щелочной серии и высоких концентрациях редких элементов (Sn, Вe, Та, Nb, Li, F, В). Базитовые породы миролюбовского комплекса характеризуются умеренной глиноземистостью при невысоких содержаниях магния и кальция, имеют высокие содержания титана (TiO_2 от 0,9 до 2,2 мас. %), калия (K_2O от 1,1 до 2,3 мас. %), фосфора (P_2O_5 от 0,5 до 0,75 мас. %) и редких земель (сумма РЗЭ от 171 до 219 г/т), принадлежат к высоко-калиевой известково-щелочной серии. Характерны высокие концентрациями легких лантаноидов, литофильных элементов (Rb, Cs, Ва), высокозарядных элементов (Ti, Zr, Hf, Та, Th, U). Эти данные позволяют предполагать, что источником магм являлась обогащенное вещество мантии, испытывавшее невысокие степени плавления.

Для определения возраста базитовых даек нами были выделены монофракции циркона из дайковых пород. В выделенных монофракциях размерностью от 250 до 160 мкм обнаружено два морфологических типа – преобладающие вытянутые зерна призматического габитуса и присутствующие в подчиненном количестве – короткоприматические и бипирамидальные зерна. Зерна первого морфотипа имеют осцилляторную зональность, отсутствие ядер, и были интерпретированы нами как первично магматические, образованные при кристаллизации базитового расплава. Зерна второго морфотипа наиболее близки к зернам гранитоидов Калба-Нарымского батолита, и были интерпретированы нами как ксеногенные, захваченные из вмещающих гранитоидов (это также было подтверждено по результатам измерения изотопных отношений). Изотопное датирование проводилось **U-Pb методом масс-спектрометрии в варианте лазерной абляции (LA-ICP-MS) с использованием лазера New Wave UP-213 и масс-спектрометра высокого разрешения Element XR (ЦКП МИИ ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитик Д.В. Семенова)**. Для долеритовых порфириров крупной дайки, секущей гранитоиды Черновинского массива, по 15 экспериментальным точкам получено значение возраста в 279 ± 3 млн лет. Для амфибол-плагиоклазовых диорит-порфириров (спессартитов) дайки, секущей гранитоиды Монастырского массива, по 32 экспериментальным точкам получено значение возраста в 267 ± 1 млн лет.

Проведенные исследования позволяют предполагать, что базитовые дайки миролюбовского комплекса не значительно «оторваны» во времени от процессов формирования Калба-Нарымского батолита, а следовательно – являются производными глубинного мантийного очага, способствовавшего повышению геотермического градиента и масштабному гранитообразованию на посторогенной стадии развития региона.

Работа выполнена в рамках проектов фундаментальных исследований ИГМ СО РАН (базовый проект № 0330-2016-0003), при поддержке РФФИ (грант № 17-05-00825), Министерства образования и науки РФ (проект № 5.1688.2017/ПЧ, проект № 14.Y26.31.0018).

Литература

1. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н. Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1321–1338.
2. Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С. Петрология и геохимия габброидов и пикритидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1648–1667.
3. Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д., Навозов О.В., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Анциферова Т.Н., Караваева Г.С. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 983–1004.
4. Ernst R.E. 2014. Large Igneous Provinces. Cambridge University Press. 653 p.
5. Щерба Г.Н. Геология Нарымского массива гранитоидов на Южном Алтае. Алма-Ата. Изд-во АН КазССР. 1957. 216 с.
6. Богданова К.Г. Петрология дайковых меланократовых пород Восточной Калбы // Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана: Материалы Всесоюз. науч.-исслед. геол. инс-та (ВСЕГЕИ). Вып. 33. 1960. С. 131–148.
7. Склиров Е.В., Федоровский В.С. Тектонические и геодинамические аспекты механического смешения магм (магматического минглинга) // Геотектоника. 2006. № 2. С. 47–64.
8. Хромых С.В., Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Котлер П.Д., Владимиров А.Г. Взаимодействие габброидной и гранитоидной магм при формировании Преображенского интрузива, Восточный Казахстан // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8, № 2. С. 311–330.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ МАГМАТИЗМА ЖАРМА-САУРСКОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Хромых С.В.,^{1,2} Котлер П.Д.^{1,2}, Семенова Д.В.¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
serkhrom@mail.ru

²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск

³Томский государственный университет, г. Томск

Алтайская аккреционно-коллизонная система герцинид была сформирована в позднем палеозое при сближении и косом столкновении Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов [1]. В истории ее развития можно выделить несколько стадий от субдукционной до аккреционно-коллизонной и внутриплитной, каждая из которых охарактеризована определенным стилем тектонических движений, набором специфических осадочных формаций и проявлениями магматизма различного состава. В результате аккреционно-коллизонных событий на территории современного Восточного Казахстана были пространственно совмещены структурно-вещественные комплексы разной геодинамической природы, и расшифровка истории их эволюции и событийная корреляция могут способствовать построению корректных палеогеодинамических реконструкций. Юго-западная часть Алтайской аккреционно-коллизонной системы традиционно известна как Жарма-Саурская зона. Она является областью взаимодействия ранне-среднепалеозойской Чингиз-Тарбагатайской складчатой области Казахстана и позднепалеозойской Зайсанской складчатой области (в последние годы этот регион обозначается нами как Алтайская аккреционно-коллизонная система герцинид [1, 2]).

Заложение Жарма-Саурской зоны произошло в раннем-среднем палеозое в ходе эволюции структур Палеоазиатского океана. В среднем палеозое она представляла собой подвижную погруженную окраину Чингиз-Тарбагатайской вулканической дуги с интенсивным базальт-андезитовым вулканизмом [3]. К позднему палеозою Жарма-Саурская зона трансформировалась в часть Казахстанского составного палеоконтинента, и взаимодействовала с палеоокеаническим (Обь-Зайсанским) бассейном. В позднем палеозое в связи с орогением зона испытала тектоно-магматическую активизацию, с чем связано появление наземного вулканизма и внедрения многочисленных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузивов [4]. Детальные исследования позднепалеозойского магматизма Жарма-Саурской зоны были проведены в 70-х годах XX века [4, 5]. Было установлено, что магматизм представлен габбро-диорит-тоналитовыми, гранодиорит-гранитными, гранит-лейкогранитными и щелочно-гранитными комплексами, последовательно эволюционировавшими в интервале от раннего карбона до поздней перми-триаса (340–250 млн лет). Была предложена следующая схема их расчленения:

- 1) саурская многоритмичная серия (C_{1n}), включающая в себя саурский габбро-диорит-тоналитовый комплекс, бугазский тоналит-гранодиоритовый комплекс и дайковые габбро-диоритовые комплексы;
- 2) салдырминская габбро-гранодиорит-гранитовая серия ($C_{2,3}$), включающая в себя аргимбайский комплекс щелочных габбро, салдырминский комплекс граносиенитов, гранодиоритов и вулканических аналогов;
- 3) жарминская гранитоидная серия (P_1), включающая ранние габбро-эссекситы, гранодиориты, граносиениты, граниты;
- 4) керетгас-Эспинский комплекс щелочных гранитов (P_{1-2});
- 5) каракольский комплекс лейкократовых калиевых гранитов (P_2);
- 6) кандыгатайский комплекс сиенитов и лейкократовых гранитов (P_2-T).

В эту схему корреляции не были включены мелкие массивы нефелиновых сиенитов, проявленные на западе Жарма-Саурской зоны, а также секущие дайки северо-восточного простирания, отнесенные к бугазскому дайковому комплексу – аналогу постбатолитовых даек миролюбовского комплекса в Калба-Нарымской зоне [3, 5]. В последние годы в связи с усилением общего интереса к вопросам позднепалеозойской эволюции Центральной Азии, нами начато исследование с помощью современных прецизионных методов магматических комплексов Жарма-Саурской зоны с целью уточнения их возраста, масштабов проявления, источников и условий формирования. В настоящем сообщении приведены первые данные о возрасте магматических комплексов, которые нам удалось получить в 2004, 2016–2018 гг.

Возраст определялся по монофракциям циркона, выделенным из магматических пород. Большая часть изотопных исследований проведена U-Pb методом масс-спектрометрии в варианте лазерной абляции (LA-ICP-MS) с использованием лазера New Wave UP-213 и масс-спектрометра высокого разрешения Element XR (ЦКП

Результаты U-Pb геохронологических исследований магматических пород Жарма-Саурской зоны, Восточный Казахстан

Комплекс, согласно схеме расчленения [4], массив	Координаты пробы (с.ш., в.д.)	Порода	№ пробы	Кол-во эксп. точек	Возраст
Не известен, массив нефелиновых сиенитов в западной части ЖСЗ	N 49°09'30.1" E 79°22'19.2"	Нефелиновый сиенит	X-1243	35	399 ± 2
Саурский к-с, м-в Киндикти	N 48°23'35.2" E 81°45'57.8"	Кварцевый диорит	K17-25	33	330 ± 2,5
Бугазский к-с, Бугазский м-в	N 48°09'09.9" E 82°11'09.3"	Би-Амф гранит	K17-19/1	27	327 ± 2,5
Бугазский к-с, м-в Улькен-Лаба	N 48°12'45.2" E 82°02'51.7"	Би плаггиогранит	X-1268	13	326 ± 3 ¹
Бугазский постгранитный дайковый к-с, Бугазский м-в	N 48°09'13.8" E 82°11'54.4"	Диорит-порфир (спессартит)	K17-22	9	315 ± 4
Аргимбайский к-с, Кокпектинский м-в [7]	N 48°40'36.1" E 82°09'10.8"	Габбро	СС-13	9	293 ± 2 ²
Салдырминский к-с, Сиректасский м-в	N 48°22'26.3" E 81°32'56.7"	Би гранит	B-29-03	5	289 ± 7 ²
Каракольский к-с Каракольский м-в	N 48°41'49.3" E 80°43'35.6"	Би лейкогранит	K15-15	32	280 ± 2 ¹

¹ Геохронологические исследования выполнены методом LA-ICP-MS в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ)

² Геохронологические исследования выполнены методом SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. С.-Петербург)

МИИ ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, аналитик Д.В. Семенова). Результаты исследований пород приведены в таблице.

Результаты первых геохронологических исследований в целом не противоречат ранее принятой схеме, однако позволяют внести некоторые уточнения. Так, возраст нефелиновых сиенитов, не включенных в схему, определен как раннедевонский (эмс), что свидетельствует о проявлении щелочного магматизма в Жарма-Саурской зоне на активной окраине Палеоазиатского океана. Полученные данные позволяют надежно оценить возраст формирования Саурской габбро-гранитоидной серии в интервале 330-325 млн лет. Этот период характеризует заключительные стадии существования Обь-Зайсанского океанического бассейна, а данный габбро-гранитоидный магматизм очевидно имеет островодужную природу. Определенный интерес вызывает значение возраста в 315 млн лет, установленное для даек северо-восточного простирания, секущих гранитоиды бугазского массива. Эти данные требуют дополнительной проверки, однако нельзя не отметить, что аналогичный возраст установлен для синколлизонных габброидов прииртышского комплекса в Иртышской сдвиговой зоне [6], формирование которых может объясняться началом процессов синорогенического коллапса.

Возраст салдырминской серии (ранее принимаемый как средний-поздний карбон), определен как раннепермский. Возраст гранитов предпоследнего в схеме корреляции [4] каракольского комплекса также определен как раннепермский. Отметим, что предыдущими исследователями принималось сложное многофазное и много-комплексное строение гранитоидных массивов Жарма-Саурской зоны. Результаты проведенных нами геологических наблюдений гранитоидных массивов Жарма-Саурской зоны не позволяют однозначно судить о принадлежности слагающих одни и те же массивы пород к разным комплексам, вполне возможно, что различия обусловлены процессами дифференциации или смешения первичных магм, а формирование массивов имело одноактный характер. Также, принимая во внимание масштабное проявления раннепермского магматизма в этом и сопряженных регионах, доказанное в последние годы, становится логичным предполагать, что главный объем магматизма Жарма-Саурской зоны был проявлен на посторогенной стадии в ранней перми (300-280 млн лет назад) в результате процессов растяжения литосферы и повышенного температурного градиента в подлитосферной мантии. Высказанные предположения требуют дальнейших исследований, которые будут продолжены.

Работа выполнена в рамках проектов фундаментальных исследований ИГМ СО РАН (базовый проект № 0330-2016-0003), при поддержке Министерства образования и науки РФ (проект № 5.1688.2017/ПЧ, проект № 14.Y26.31.0018).

Литература

1. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н. Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1321–1338.
2. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В., Полянский О.П., Червов В.В., Владимиров В.Г., Травин А.В., Бабин Г.А., Куйбида М.Л., Хомяков В.Д. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 621–636.
3. Щерба Г.Н., Беспяев Х.А., Дьячков Б.А., Мысник А.М., Ганженко Г.Д., Сапаргалиев Е.М. Большой Алтай (геология и металлогения). Алматы: Гылым. 1998. 395 с.
4. Ермолов П.В., Изох Э.П., Пономарева А.П., Тянь В.Д. Габбро-гранитные серии западной части Зайсанской складчатой системы. Новосибирск. Наука: 1977. 246 с.
5. Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Жарма-Саурский геотектоноген. Алма-Ата.: Наука. 1976. 200 с.
6. Гурова А.В., Хромых С.В., Изох А.Э. Синколлизионные габброиды в Иртышской зоне смятия: новые петрогеохимические и геохронологические данные // Корреляция алтаид и уралид: глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм, метаморфизм, геодинамика и металлогения (наст. изд.).
7. Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Травин А.В., Прокопьев И.Р., Азимбаев Е., Лобанов С.С. Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизионной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1648–1667.

РУДОНОСНОСТЬ ПЕРИДОТИТ-ГАББРОВОВОГО МАССИВА ОРЦОГ-УЛА (ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ)

Шаповалова М.О.^{1,2}, Толстых Н.Д.¹ Подлипский М.Ю.¹, Шелепаев Р.А.^{1,2}, Калугин В.М.¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск,
shapovalovam@igm.nsc.ru

²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск

Массив Орцог-Ула является интересным объектом исследования, так как он один из немногих в Западной Монголии, в породах которого обнаружена сульфидная минерализация [1] с минералами элементов платиновой группы (ЭПГ) [2]. Учитывая его пермские датировки, можно предположить, что он относится к магматическому этапу, продуктивному на ЭПГ.

Исследуемый массив был выделен в 1970-х годах в составе Тамирского комплекса в Центрально-Азиатской складчатой области (ЦАСП) [3]. Изучения возобновились с 2013 г. и было установлено, что массив имеет двухфазное строение: 1-я фаза, ритмично-расслоенная перидотит-троктолит-габброноритовая серия пород и 2-я фаза, биотит-содержащие амфибол-оливиновые габброиды, для которых установлены различные источники расплавов и пермский возраст (272–278 млн лет) пород двух фаз [4].

Сульфидная минерализация в габброидах обеих фаз массива Орцог-Ула представлена интерстициальной и иногда каплевидной вкрапленностью, которая характерна для второй фазы. Основные сульфидные минералы представлены пирротином (~50 %), пентландитом (~30 %) и халькопиритом (~20). В небольшом количестве отмечаются Со-пентландит, кубанит и макинавит. С увеличением лейкократовости пород увеличивается доля пентландита и халькопирита, следовательно, во второй фазе модальное количество этих минералов увеличивается.

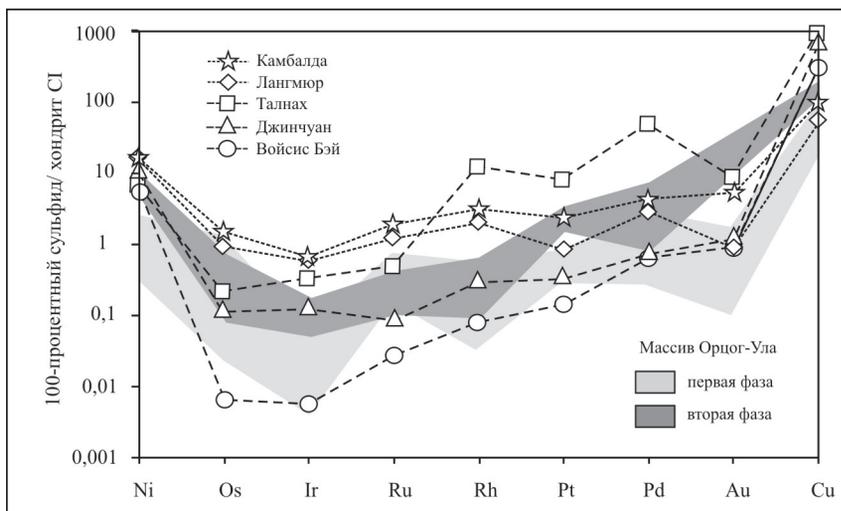
Сульфиды были изучены в полированных прозрачных шлифах и аншлифах с помощью прямого поляризационного микроскопа AXIO LAB.A1 POL (Carl Zeiss, Германия) и в нескольких препаратах с тяжелыми шлиховыми концентратами. На сканирующем электронном микроскопе Mira 3 (Tescan, Чехия) с энергодисперсионным (EDS Oxford X-Max 80) спектрометром были выявлены минералы ЭПГ, далее исследован состав сульфидов и МППГ с помощью микроанализатора «Camebax-micro». Исследования концентраций Cu, Ni, Zn, Cr, S проводились на атомно-абсорбционном спектрофотометре AAnalyst модель 800 (Perkin Elmer, США) в Институте геохимии им. А.П. Виноградова (ИГХ) СО РАН. Там же получены содержания ЭПГ: Ru, Rh, Pd, Pt, Ir, Os и Au методом МС-ИСП на масс-спектрометре высокого разрешения ELEMENT-2 (Finnigan MAT, Германия).

Было выявлено, что в ходе фракционирования пород от мезогабброноритов до меланогаббро состав пирротина изменяется от троилита (FeS) до моноклинного пирротина (Fe_{1-x}S). Отношения Ni/(Ni+Fe) в пентландите увеличиваются от 0.38 (ол. лейкогаббро) до 0.52 (ол. меланогаббро), указывая на его эволюцию в интервале летучести серы (lgS₂) от -2 до -9 в поле устойчивости пентландита от 600 °С до до 300 °С [5, 6]. Со/Ni отношения в пентландите также увеличиваются от меланократовых к лейкократовым породам, что также свидетельствует о возрастании летучести серы в ходе эволюции рудо-формирующей системы [7].

Минералы ЭПГ и самородное золото выявлены в тяжелом концентрате мезогаббро 2-й фазы в виде мелких зерен (20–50 мкм) в сростании с сульфидами:

Минералы ЭПГ и самородное золото выявлены в тяжелом концентрате мезогаббро 2-й фазы в виде мелких зерен (20–50 мкм) в сростании с сульфидами:

Минералы ЭПГ и самородное золото выявлены в тяжелом концентрате мезогаббро 2-й фазы в виде мелких зерен (20–50 мкм) в сростании с сульфидами:



брэггит (Pt, Pd, Ni)S и сперрилит PtAs₂. Кроме того, в шлиховых концентратах из старых русел рек в пределах массива Орцог-Ула обнаружены сперрилит и изоферроплатина – минералы, присутствие которых в шлиховых ореолах является индикатором потенциальной платиноносности мафит-ультрамафитовых интрузий [8].

Графики концентраций Ni, Cu, Au и ЭПГ, пересчитанных на 100% сульфид и нормированных на хондрит С1 [9] демонстрируют пологий положительный наклон кривых распределения элементов от тугоплавких платиноидов (Os, Ir, Ru) к легкоплавким (Rh, Pt, и Pd) (см. рисунок). Абсолютные содержания ЭПГ, не превышающие 20 г/т, при пересчете на 100% сульфид оказались сопоставимыми с известными ультрамафит-мафитовыми ЭПГ-Cu-Ni месторождениями, такими как Джиньчуань в Китае [10]. Можно предположить, что в нижних частях магматической камеры происходило накопление сегрегированных сульфидов и образование массивных сульфидных руд, обогащенных ЭПГ. В этом случае, массив Орцог-Ула можно рассматривать как перспективный на наличие платиноидов, что подтверждают и другие ученые [11].

Положительная корреляция Ni, Cu и ЭПГ с серой показывает, что накопление этих металлов связано с сегрегацией сульфидного расплава. Отношения Pd/Ir, как показатель фракционирования ЭПГ, увеличивается на два порядка от 5 (в меланогаббро) до 450 (в лейкогаббро), что согласуется с трендом фракционирования пород.

По отношениям легкоплавких к тугоплавким элементам можно судить о содержании MgO в родоначальном расплаве [10]. По величине отношения (Pt + Pd)/(Ru + Ir + Os) от 1.3 до 4.7 породы массива Орцог-Ула наиболее близки к составам руд месторождений Камбалда и Лангмюр (2.06 и 1.56), для которых содержание MgO в родоначальных расплавах составляет около 30 мас. %, а для Джинчуань – 12 мас.% [10]. По конфигурации и отношениям халькофильных элементов и ЭПГ массив Орцог-Ула находится в промежуточном положении между этими объектами, но более близок к Джинчуань (см. рисунок). Можно предположить, что материнской для массива Орцог-Ула являлась высокомагнезиальная базальтовая магма с концентрацией MgO более 12 мас.%, что согласуется с полученными нами данными по составу расплава [4] с помощью программы КОМАГМАТ (MgO = 16).

Таким образом, установлено, что в процессе фракционирования магматических пород и эволюции сульфидного расплава изменяется состав пирротина от троилита до моноклинного пирротина, увеличиваются содержания Ni и Co в пентландите и происходит накопление Cu, Ni и ЭПГ (в большей степени Pt и Pd). Установлен высокомагнезиальный состав материнских расплавов для фаз массива Орцог-Ула.

Исследования выполнены в рамках госзадания ИГМ СО РАН по проекту 0330-216-003 и частично при поддержке РФФИ (гранты 16-35-00100, 16-05-00980).

Литература

1. Изох А.Э., Поляков Г.В., Кривенко А.П., Богнибов В.И., Баярбилэг Л. Габброидные формации Западной Монголии // Новосибирск: Наука, 1990. 269 с.
2. Sharovalova M., Shelepaev R., Tolstykh N., Kalugin V., Safonova I. Petrology of the Ortsog-Uul Gabbro-Petitotite PGE-Bearing complex, Western Mongolia // Conf. 13th SGA Biennial Meeting. 2015. V. 3. P. 983–985.
3. Поляков Г.В., Изох А.Э., Богнибов В.И. Раннепалеозойская формация расслоенных перидотит-пироксенит-габброноритовых массивов Северо-Западной Монголии // Геология и геофизика. 1984. С. 50–62.
4. Sharovalova M., Tolstykh N., Shelepaev R., Cherdantseva M. Petrology of Ortsog-Uul peridotite-gabbro massif in Western Mongolia // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science, 2017.
5. Воган В., Крейг Дж. Химия сульфидных минералов. М.: Мир, 1981, 575 с.
6. Колонин Г.Р., Орсов Д.А., Синякова Е.Ф., Кислов Е.В. Использование отношения Ni:Fe в пентландите для оценки летучести серы при формировании ЭПГ-содержащего сульфидного оруденения Йоко-Довыренского массива // Докл. РАН, 2000. Т. 370, № 1. С. 87–91.
7. Kaneda H., Takenouchi S., Shoji T. Stability of pentlandite in the Fe-Ni-Co-S system // Mineral, 1986, v. 21, p. 169-180.
8. Толстых Н.Д., Подлипский М.Ю. Информативность шлиховых ореолов для поисков платинометаллического оруденения // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52, № 3. С. 221–240.
9. Anders E. and Grevesse N. Abundances of the elements: meteoric and solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V. 53. P. 197–214.
10. Naldrett A.J. Magmatic Sulfide Deposits: Geology, Geochemistry and Exploration // Springer. New York, 2004. P. 1–730.
11. Mao Y.J., Dash B., Qin K.Z., Bujinkham B., Tang D.M. Comparisons among the Oortsog, Dulaan, and Nomgon mafic-ultramafic intrusions in central Mongolia and Ni-Cu deposits in NW China: implications for economic Ni-Cu-PGE ore exploration in central Mongolia // Russian Geology and Geophysics. 2018. V. 59 (1). P. 1–18.

РИФЕЙ-ВЕНД-КЕМБРИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ УРАЛА КАК ОТРАЖЕНИЕ НАЧАЛЬНЫХ ЭТАПОВ РАСКРЫТИЯ И ПОСЛЕДУЮЩЕЙ ЭВОЛЮЦИИ УРАЛЬСКОГО ПАЛЕООКЕАНА

Шардакова Г.Ю.^{1,2}, Холоднов В.В.¹¹Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
shardakova@igg.uran.ru²Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург

В длительной истории геологического развития Уральского эпокееанического орогена наименее ясными являются события, связанные с переходом от континентального рифтинга в краю Восточно-Европейской платформы (ВЕП) к собственно океаническому спредингу. В пределах аккреционной зоны между Уралом и ВЕП сохранились магматические породы, возраст которых лежит в интервале от рифея до кембрия. Особенности их петрогеохимии, геохронологические и изотопные данные позволяют реконструировать геодинамические обстановки, сопровождающие раскрытие (во второй половине среднего рифея) Уральского палеоокеана.

В докембрии на западном склоне Урала, в краевых структурах ВЕП имели место неоднократные импульсы внутриплитного рифтогенеза. **В раннем рифее** в Башкирском мегантиклинории (БМА) процесс датируется возрастом вулканитов айской свиты (базальты – 1752 ± 11 млн лет, дациты – 1635 ± 30 млн лет [3]. В **среднем рифее** в результате *машакского рифтогенного события* [8, 14 и др.], сформировалась крупная изверженная провинция (LIP), а затем **Кувашско-Машакский грабен**. В состав LIP и в структуру грабена, по мнению авторов [10, 11], а также R.Ernst, В.Н. Пучкова [13, 14], в БМА входят вулканиты машакской свиты, рои базитовых даек и силлов, габбро и граниты рудоносной (Ti-Fe-V) **Кусинско-Копанской группы интрузий, гранитоиды Бердяушского и Ахмеровского массивов, трахибазальты редкометального месторождения Сибирка**. Возраст объектов 1390–1350 млн лет, по петрогеохимии они отвечают внутриплитным рифтогенным сериям [2, 12, 13]. Особенности геохимии и изотопного состава Nd и Sr **допускают участие в их генезисе и высокотитанистого плюмового компонента типа OIB**. Магматиты подобного типа наблюдаются и в других регионах мира – Китае, Африке, Ю.Америке [13, 14], то есть ореол действия этого плюма был весьма существенным.

Во второй половине среднего рифея (1250–1150 млн лет) на севере БМА имел место разрыв сплошности коры и образовался Назямский грабен красноморского типа, состав метавулканитов которого близок к N-MORB типа и характеризуется повышенным eNd (до +5) [11].

Далее на Урале имел место длительный **амагматичный период** (1200–750 млн лет), который, по мнению авторов, связан с относительно медленным и длительным раскрытием палеоокеана. Затем всплеск магматической активности фиксируется в интервале 725–705 млн лет [4], породы представлены гранитами Барангуловского и Мазаринского массивов, базальтами аршинской серии (БМА) и др.

В верхнем рифее, венде и кембрии на западном склоне Урала имела место тектоно-магматическая активность, синхронная с Кадомским орогенезом в Западной Европе. На Полярном Урале сформировался пояс «тиманид» [8]. Природа этой активности для разных структур протяженной границы Урала с ВЕП различна. *На Полярном, Полярном и Северном Урале* существовали и сменялись разные геодинамические обстановки [5 и др.], зафиксированные в составе и возрасте изверженных пород. Здесь присутствуют типичные рифтогенные риолит-базальтовые ассоциации (агертумпская толща, пожемский комплекс) – 560–500 млн лет [7]. О процессе субдукции под Большеземельскую окраину Арктиды (700–560 млн) свидетельствует внедрение гранитов с соответствующими геохимическими параметрами. Столкновение Тиманской пассивной окраины Балтики с Большеземельской активной окраиной Арктиды маркируется гранитами с датировками 560–515 млн. Отмечаются фазы локального раздвига континентальной коры (565–500 млн. лет), которые могли быть связаны с отрывом слэба [5].

В *Ишеримском блоке* (Сев. Урал) геохимические особенности и возраст гранитов фиксируют разные стадии геологической истории: 566–530 млн лет – существование энсиалической островной дуги (или активной окраины континента (АКО), 511 млн лет – коллизионного орогена [6]. Для *Кваркушко-Каменногорского антиклинория* в диапазоне 680–550 млн лет предполагается существование мантийного плюма, инициирующего рифтогенез, а также выделяются ареалы умеренно-щелочного надсубдукционного магматизма [7]. В БМА и в соседней граничной структуре – *Уфалейском блоке*, венд-кембрийские (660, 570–510 млн лет) гранитоидные образования имеют петрогеохимические характеристики, промежуточные между рифтогенными (внутриплитными) и орогенными сериями [12], и их изотопные параметры указывают на разную долю мантийного и корового компонента в субстрате. Вероятно, во время некоторых импульсов рифтогенеза здесь происходил и полный разрыв континентальной коры, что могло быть связано с проникновением астеносферно-

го диапира в ее основание. В самых южных частях зоны аккреции (*Уралтау, Эбетинская антиформа*) между Уралом и ВЕП, наряду с развитием рифтогенных осадочно-вулканогенных формаций, имеются граниты с возрастом 577, 543 млн лет и «надсубдукционной» геохимией, которые связываются [3, 9] с существованием вендской конвергентной окраины.

Таким образом, пассивная окраина ВЕП в интервале от конца верхнего рифея до кембрия в результате аккреционно-коллизийных процессов превратилась в АКО, которая на протяжении от Полярного до Южного Урала развивалась асинхронно. На одних участках доминировал внутриплитный рифтогенез; на других – краевые ослабленные части ВЕП с ранее существующими рифтовыми трещинами вовлекались уже в трансформно-коллизийные движения, вплоть до разрыва сплошности коры (БМА, УБ). В связи с последними возникали структуры типа slab-window или pull-apart. Локально формировались зоны субдукции, которые затем блокировались аккрецированными блоками. Процессы неоднократно повторялись во времени и в пространстве. Именно поэтому на западном склоне Урала в краю ВЕП наблюдаются магматиты, отвечающие как рифтогенным внутриплитным, так и надсубдукционным образованиям, а также присутствуют породы, имеющие характеристики, промежуточные между внутриплитными и орогенными сериями [10, 12]. Это указывает на быструю смену геодинамических обстановок и различную степень мантийно-корового взаимодействия при формировании магматических серий венд-кембрийской АКО Урала.

Сопоставление геодинамических этапов развития Уральского подвижного пояса и Горно-Алтайской складчатой системы как предполагаемых сегментов «единой островной мегадуги» [1] свидетельствуют о несинхронном развитии Уральского и Палеоазиатского океанов. Формирование конвергентных структур (АКО в краю ВЕП) началось в позднем рифее и раннем венде, то есть несколько раньше, чем на окраине Сибирского кратона. Окончательное закрытие Уральского океана (карбон-пермь) также предшествовало во времени финальным этапам эволюции Палеоазиатского океана (пермь-ранний мезозой). Эти данные позволяют вновь поставить вопрос о существовании между ними области с древней континентальной корой, фрагменты которой, возможно, представлены сейчас рядом крупных микроконтинентальных террейнов вдоль восточного склона Урала.

Работа выполнена в рамках темы № 0393-2016-0020 государственного задания ИГГ УрО РАН.

Литература

1. Корреляция и геодинамическая интерпретация магматических событий и оруденения Южного Урала и Алтая (средний–поздний палеозой). Новосибирск; Уфа; Владивосток, 2016. 50 с.
2. 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 // Докл. РАН, 2008. Т. 418, № 2. С. 41–246.
3. Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Козлов В.И. Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Лепихина Е.Н. Цирконология навьшских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // Докл. РАН. 2013. Т. 448, № 4. С. 1–6.
4. Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. U–Pb (SHRIMP)-возраст цирконов гранитов и субстрата Мазаринского массива (Южный Урал) // Докл. РАН. 2015. Т. 463, № 2. С. 206–212
5. Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удоротина О.В., Герцева М.В. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид-тиманид. Сыктывкар: Геопринт, 2005. 100 с.
6. Петров Г. А., Ронкин Ю. Л., Тристан Н. И., Гердес А., Маслов А. В. Новые данные о составе и возрасте гранитов Ишеримского антиклинория и положение границы тиманид на северном Урале // Докл. РАН. 2014. Т. 459, № 6. С. 721–725.
7. Петров Г.А. Геология допалеозойских комплексов средней части Уральского подвижного пояса: Автореф. дис. ...д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург, 2016. 41 с.
8. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: Даурия, 2010. 280 с.
9. Самыгин С.Г., Белова А.А., Рязанцев А.В., Федотова А.А. Фрагменты вендской конвергентной окраины на Южном Урале // Докл. РАН. 2010. т. 432, № 5. С. 644–649.
10. Холоднов В. В., Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Шардакова Г.Ю., Прибавкин С.В., Шагалов Е.С., Бочарникова Т.Д. Гранитоидный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы (Южный Урал) // Литосфера, 2006, № 3. С. 3-27.
11. Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Шагалов Е.С., Шардакова Г.Ю. Рифейский магматизм и рудообразование, предшествующие раскрытию Уральского палеоокеана (западный склон Южного Урала) // Литосфера. 2017. № 2. С.5–27.
12. Шардакова Г.Ю. Геохимические особенности и изотопный возраст гранитоидов Башкирского мегантиклинория – свидетельства импульсов эндогенной активности в зоне сочленения Уральского орогена с Восточно-Европейской платформой // Геохимия. 2016. № 7. С. 607–622.
13. Ernst R.E., 2014. Large Igneous Provinces // Cambridge Univ. Press. 585 p.
14. Puchkov V.N. Relationship between plume and plate tectonics // Geotectonic. 2016. V. 50, № 4, P. 425–O438.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ БАЯННУРСКОГО МАССИВА НЕФЕЛИНОВЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ СИЕНИТОВ (МОНГОЛЬСКИЙ АЛТАЙ)

Шелепов Я.Ю.^{1,2}, Шелепаев Р.А.^{1,2}

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск,

²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск
shelepov@igm.nsc.ru

Баяннурская массив располагается в междуречье рек Кобдо-Гол и Цэцэгт-Гол, в 11 км южнее сомона Баян-Нур (Западная Монголия). Он представляет собой редкое проявление щелочного магматизма с породами, содержащими нефелин, нетипичное для магматических комплексов Западной Монголии.

Изучен петрографический, петрохимический и редкоэлементный состав пород массива. Нефелиновые и щелочные сиениты Баяннурского массива образуют небольшой (0.2 км²) шток, располагающийся в Кобдо-ском флишеидном террейне [1] и прорывающий граниты второй фазы кобдинского комплекса [2] (рис. 1, а, б). Баяннурская шток сиенитов имеет овальную форму, вытянутую в восточном направлении и четко выраженное зональное строение. Краевая часть штока шириной 30–50 м сложена светло-серыми порфировидными щелочными сиенитами, центральная розово-серыми среднезернистыми нефелиновыми сиенитами (см. рис. 1, б). Переход от краевых разностей к центральным постепенный, но довольно быстрый. Непосредственно на контакте, в сиенитах, резко уменьшается зернистость, а в гранитах отмечается маломощная (n мм) полоса гидротермальных изменений.

Щелочные сиениты Баяннурского массива состоят на 79–84 % из пертитового калишпата, на 5% из нефелина, на 5 % из плагиоклаза, на 3–8 % из эгирина и на 3 % из щелочного амфибола. Структура породы гипидиоморфная порфировидная. Калишпат образует лейсты длиной до 6 мм с неровными гранями. Нефелин находится в виде изометричных зерен до 0.5 мм в поперечнике. Эгирин в виде мелких короткопризматических зерен до 0.3 мм в длину. Амфибол в виде идиоморфных зерен до 1 мм в поперечнике. Плагиоклаз в виде мелких лейст длиной до 0.3 мм. Так же присутствуют акцессорные флюорит, в виде изометричных зерен размером до 0.3 мм в поперечнике, циркон, в виде пойкилитовых кристаллов, и гранат.

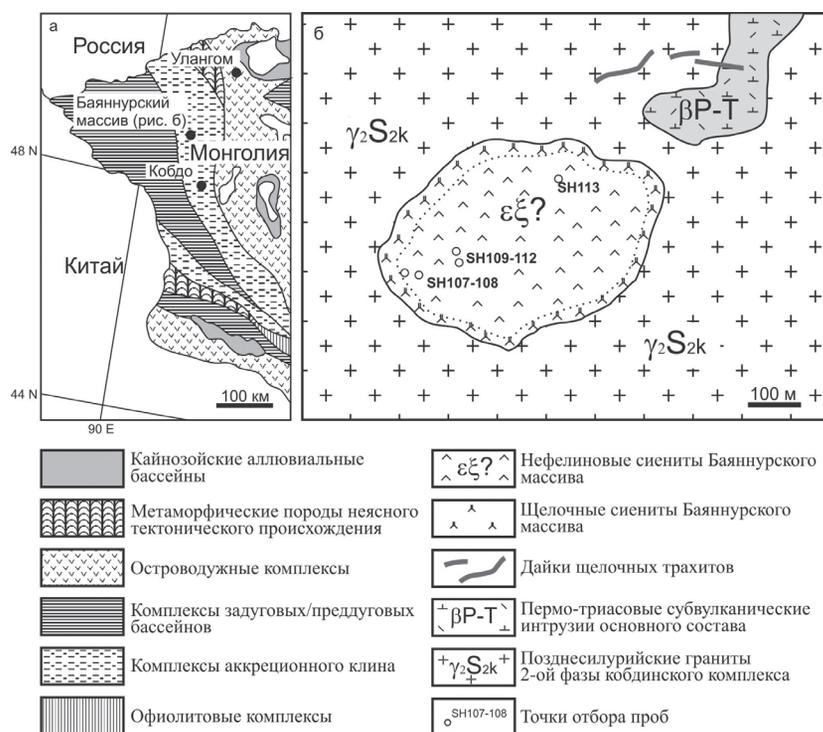
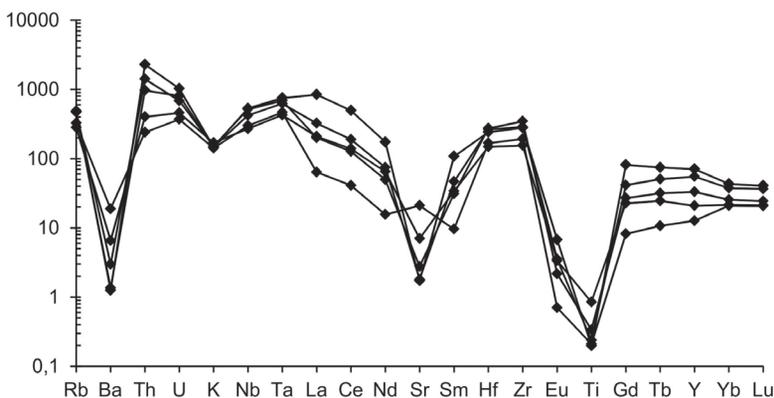


Рис. 1. а

строение Западной Монголии согласно [1], б – геологическое строение Баяннурского массива составлено с

– геологическое

Рис. 2. Мультиэлементные спектры распределения пород Баяннурского массива, нормированные по примитивной мантии [5].



Нефелиновые сиениты представлены эгириновыми мариуполитами и лувритами. Минеральный состав: альбит (30–50 %), пертитовый калишпат (5–25 %), нефелин (25–35 %), эгирин (7–10 %). Структура гипидиоморфная равномернозернистая с уменьшением степени идиоморфизма

в ряду: плагиоклаз–нефелин–эгирин–калишпат. Плагиоклаз представлен лейстами длиной до 4 мм и хадокристаллов в эгирине и нефелине. Нефелин в виде изометричных зерен размером до 3 мм в поперечнике замещенных по краям натролитом или в виде реликтов в натролите. Эгирин в виде короткопризматических ксеноморфных зерен до 3 мм в поперечнике, зажатых между кристаллами плагиоклаза и нефелина. Калишпат в виде ксеноморфных зерен до 2 мм в поперечнике, преимущественно зажатых между кристаллами плагиоклаза и эгирина.

Для нефелиновых щелочных сиенитов характерны повышенные содержания щелочей и глинозема ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 12,3\text{--}14,5$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 19,3\text{--}20,5$ мас. %) при содержаниях $\text{SiO}_2 = 56\text{--}60$ мас. %, а также преобладание Na_2O над K_2O (7,6–10,3 и 4–4,9 мас. % соответственно). На классификационной TAS-диаграмме для вулканических пород [3], породы Баяннурского массива попадают в поля фанолитов и щелочных трахитов. По отношению щелочей они относятся к среднатриевой и натриевой сериям [4].

Спектры распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированные по хондриту CI [5], характеризуются высокими содержаниями и положительным наклоном для легких РЗЭ (50–700 хондритовых единиц), и слабым положительным, горизонтальным или слабо отрицательным для тяжелых (30–100 хондритовых единиц) со значительной Eu аномалией ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,07\text{--}0,12$). Мультиэлементные спектры, нормированные по примитивной мантии [5] (рис. 2), имеют ярко выраженные минимумы по Ba, Sr, Eu и Ti, а также небольшой минимум по K, и максимумы по некоторым HFSE (Zr, Hf).

Возраст массива, оцененный изохронным методом (по двум породам (нефелиновому и щелочному сиенитам) с помощью $^{143}\text{Nd}\text{--}^{144}\text{Nd}$ и $^{147}\text{Sm}\text{--}^{144}\text{Nd}$ изотопных отношений) составляет 309 ± 130 млн. лет. Значения ENd (309) для этих пород составляет +6,3. Таким образом, породы Баяннурского массива попадают в общий тренд эволюции изотопного Sm–Nd состава разновозрастных внутриплитных базитовых комплексов Сибирского кратона и ЦАСП [6, 7].

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00980).

Литература

1. Badarch, G., Cunningham, W.D., Brian, F.W. A new terrane subdivision for Mongolia: Implications for the Phanerozoic crustal growth of central Mongolia // Journ. of Asian Earth Sci. 2002. V. 21. P. 87–110.
2. Геологическая карта МНР масштаба 1:200 000. Часть листа М-46-XXVI, составлена: Уланбаторская ГСЭ, 1980 г., авторы: Бомборо Г., Рашхан Н., Даваа О.
3. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание третье, исправленное и дополненное. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
4. Le Bas M.J., IUGS reclassification of the High–Mg and picritic volcanic rocks // Journ. of Petrol. 2000. V. 41. P. 1467–1470.
5. McDonough, W. F., Sun, S.-s., Ringwood, A.E., Jagoutz, E. and Hofmann, A.W. K, Rb and Cs in the Earth and Moon and the evolution of the Earth's mantle // Geochim. Cosmochim. Acta. 1992. V. 56. P. 1001–1012.
6. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Золотухин В.В. Вещественная эволюция пермотриасовых базальтов Сибирской платформы во времени и пространстве // Петрология. 2004. Т. 12, № 4. С. 339–353.
7. Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Козловский А.М. Позднепалеозойский–раннемезозойский внутриплитный магматизм северной азии: траппы, рифты, батолиты гиганты и геодинамика их формирования // Петрология. 2013. Т. 21, № 2. С. 115–142.

КРУПНЫЕ ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПРОВИНЦИИ РОССИИ (LIPs) ВО ВРЕМЕНИ, СЛЕДСТВИЯ ДЛЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА

Эрнст П.Е.^{1,2}¹*Carleton University, Ottawa, Canada**Richard.Ernst@ErnstGeosciences.com*²*Томский государственный университет, г. Томск*

Крупные изверженные провинции (LIPs) стали важным направлением исследований в последние годы благодаря их использованию в палеоконтинентальных реконструкциях [2, 7], в разведке недр [3–5], в качестве планетарных аналогов [3, 8, 11], а также из-за их связи с резким изменением климата [6]. LIPs представляют собой характеризующиеся большим объемом (> 0.1 км³; часто более 1 км³) в основном базитовые (-ультрабазитовые) магматические комплексы внутриплитного характера (основываясь на тектонических условиях и/или геохимии), которые происходят как в континентальных, так и в океанических условиях и характеризуются короткой продолжительностью (< 5 млн лет) или состоят из серии коротких импульсов, протекающих в течение нескольких десятков млн лет. LIPs включают вулканические потоки (платобазальты), а также связанные системы дайковых потоков, силовых комплексов, расслоенных интрузий и нижнекорового магматического андерплейтинга. LIPs могут быть также связаны с большими кислыми магматическими событиями, называемыми кислыми крупными изверженными провинциями (SLIPs), а также, с карбонатитами и кимберлитами. Формирование LIPs происходит с различной частотой во времени, в среднем – одно в 20–30 млн лет, но с возможными пиками, связанными с развалом суперконтинентов, вплоть до по крайней мере 2500 млн лет назад. Частота формирования LIPs в архее определена менее точно в связи с их плохой сохранностью [3].

В докладе представлен исчерпывающий обзор летописи LIPs России (от архея до настоящего времени), охватив известную их связь с рудными месторождениями различного типа, включая Ni-Cu-PGE, гидротермальные месторождения и потенциальные месторождения нефти/газа, а также связи с катастрофическими изменениями климата включая массовые вымирания и глобальные потепления, глобальные похолодания («ледниковые» периоды), океанического кислородного голодания, ртутного заражения. Некоторые российские LIPs могут быть сопоставлены с событиями, проявившимися в других континентальных блоках, что позволяет проводить реконструкции суперконтинентов.

В России много крупных изверженных провинций, в дополнение к широко известным Сибирским платобазальтам с возрастом 251 млн лет, которые связаны с Норильскими Ni-Cu-PGE месторождениями, различными гидротермальными месторождениями и также с позднепермским массовым вымиранием. Дополнительные важные LIPs события в Сибири потенциально также широко распространены, как Сибирские трапы и могут иметь сопоставимое экономическое и климатическое значение. Они включают Якутско-Виллоускую провинцию с возрастом 370 млн лет в восточной Сибири, которая ассоциируется с алмазосодержащими кимберлитами; Куонмаксую LIPs с возрастом 1501 млн лет в северной Сибири, которая может быть реконструирована совместно с LIPs в соединенных ранее Сан-Франциско и Конго кратонах; широко распространенную провинцию Тимптон с возрастом 1750, которая имеет аналоги в нескольких других блоках коры; а также Каларо-Нимнырскую провинцию в южной Сибири (потенциально связана с Чинейскими Ti-Fe-V и Pd-Cu месторождениями). Иркутская провинция с возрастом 725 млн лет в южной Сибири связана с Восточно-Сибирской металлогенической провинцией (Довыренская, Кингашская, Тартайская интрузии) [1] и может быть сопоставлена с Франклинской провинцией в северной Канаде [9]. Эта комбинированная провинция с возрастом 725 млн лет связана с началом Sturtian оледенения [6].

Летопись LIPs Западной России (в пределах Балтийского кратона) столь же драматична. Действительно, Машакская провинция восточной Балтики с возрастом 1385 млн лет [12] является частью глобального импульса LIP-магматизма (включая также Чиерес LIP в Сибири), маркирующего окончательный распад суперконтинента Нуна (Колумбия). Волыньское событие с возрастом 570 млн лет является, вероятно, частью глобального события, связанного с «Gaskiers» оледенением. Кольская-Днипер провинция в Балтике ассоциируется с многочисленными плюмовыми центрами [13], причем северным среди них связан с Кольской щелочной провинцией и РЗЭ месторождениями.

Многие базитовые магматические образования в России требуют датирования и предстоящая программа предсказывается с целью расширить пределы известных LIPs и определить много новых LIPs. Летопись

LIPS в России представляет основу для понимания одновременного формирования рудных месторождений различного типа и может быть также использована для понимания глобальных климатических изменений, которые зафиксированы в осадочных последовательностях.

Funding by Mega-Grant 14.Y26.31.0012 of the government of the Russian Federation Russian Federation.

LARGE IGNEOUS PROVINCES (LIPS) OF RUSSIA THROUGH TIME AND IMPLICATIONS FOR ORE DEPOSITS AND CLIMATE CHANGE

Ernst R.E.^{1,2}

¹*Carleton University, Ottawa, Canada*

Richard.Ernst@ErnstGeosciences.com

²*Tomsk State University, Tomsk*

LIPs have become an important focus for research in recent years due to their use in paleocontinental reconstructions [2, 7], in exploration targeting [3–5], as planetary analogues [3, 8, 11], and because of their links to dramatic climate change [6]. LIPs represent large volume (>0.1 Mkm³; frequently above 1 Mkm³), mainly mafic (-ultramafic) magmatic events of intraplate affinity (based on tectonic setting and/or geochemistry) that occur in both continental and oceanic settings, and are typically either of short duration (<5 Ma) or consist of multiple short pulses that occur over a maximum of a few 10s of Ma. LIPs comprise volcanic packages (flood basalts) and a plumbing system of dyke swarms, sill complexes, layered intrusions, and a lower crustal magmatic underplate. LIPs can also be associated with major silicic magmatic events termed Silicic LIPs (SLIPs), as well as carbonatites and kimberlites. LIP events occur at a variable rate through time, averaging every 20–30 Ma, but with possible peaks associated with supercontinent breakup, back to at least 2500 Ma. The rate of LIP occurrences in the Archean is less certain due to its poorer preservation [3].

I provide an overview of the magnificent LIP record of Russia (Archean to present), the known links with ore deposits of a variety of commodity types (including Ni-Cu-PGE, hydrothermal ore deposits and also oil/gas potential), and links with dramatic climate change including mass extinction events and associated global warming, global cooling (“Snowball” Earth), oceanic anoxia events, mercury poisoning. Some Russian LIPs can be matched with events on other crustal blocks with implications for supercontinent reconstructions.

Russia has a large number of LIPs in addition to the best known 251 Ma Siberian Traps LIP which is linked to the Ni-Cu-PGE deposits of Norilsk, various hydrothermal deposits, and also associated with the end-Permian mass extinction. Additional important LIP events in Siberia are potentially as widespread as the Siberian Traps, and can have similar economic and climate importance. These include the c. 370 Ma Yakutsk-Vilyui LIP of eastern Siberia which is associated with diamondiferous kimberlites, the 1501 Ma Kuonmaka LIP of northern Siberia which can be reconstructed with coeval LIPs in formerly attached Sao Francisco and Congo cratons, the widespread 1750 Ma Timpson LIP which has matches in several other crustal blocks, and the c. 1870 Ma Kalaro-Nimnyrsky LIP of southern Siberia (potentially linked to Chinese Ti-Fe-V and Pd-Cu ores). The c. 725 Ma Irkutsk LIP of southern Siberia is associated with the East Siberian metallogenic province (Dovyren, Kingash, Tartai intrusions) [1] and can be reconstructed with the Franklin LIP of northern Canada [9]. This combined c. 725 Ma LIP is linked with the start of the Sturtian glaciation [6].

The LIP record of western Russia (in the Baltic craton) is equally dramatic. For instance, the 1385 Ma Mashak LIP of eastern Baltica [12] is part of a global pulse of LIP magmatism (including also the Chieress LIP of Siberia) marking the final breakup of the Nuna (Columbia) supercontinent. The c. 570 Volyn event is potential part of a global events linked to the Gaskiers glaciation. The c. 370 Ma Kola-Dnieper LIP widespread in Baltica, is associated with multiple plume centres [13], and the northern one is link to the Kola Alkaline Province with associated REE deposits.

Many mafic magmatic units in Russia remain to be dated, and our ongoing U-Pb dating program is predicted to expand the extent of known LIPs and identify many new LIPs. The LIP record of Russia represents a framework for understanding coeval ore deposits of a variety of commodity types and can also be used to understand global climatic changes that are recorded in the sedimentary record.

Funding by Mega-Grant 14.Y26.31.0012 of the government of the Russian Federation Russian Federation.

Литература
References

1. Ariskin, A., Danyushevsky, L., Nikolaev, G., Kislov, E., Fiorentini, M., McNeill, A., Kostitsyn, Y., Goemann, K., Feig, S.T., Malyshev, A. The Dovyren Intrusive Complex (Southern Siberia, Russia): Insights into dynamics of an open magma chamber with implications for parental magma origin, composition and Cu-Ni-PGE fertility // *Lithos*. 2018. V. 302–303. P. 242–262.
2. Bleeker, W., Ernst, R. Short-lived mantle generated magmatic events and their dyke swarms: the key unlocking Earth's paleogeographic record back to 2.6 Ga. In: E. Hanski, S. Mertanen, T. Rämö, J. Vuollo (eds.) *Dyke Swarms – Time Markers of Crustal Evolution*. Taylor and Francis Group, Balkema, London, 2006. P. 3–26.
3. Ernst R.E. *Large Igneous Provinces*. Cambridge University Press, 2014. 653 p.
4. Ernst R.E., Jowitt S.M. Large igneous provinces (LIPs) and metallogeny // Colpron M. et al. (eds). *Tectonics, metallogeny, and discovery: The North American Cordillera and similar accretionary settings* // *Society of Economic Geologists Special Publication*. 2013. V. 17. P. 17–51.
5. Ernst, R.E., Jowitt, S.M. Multi-commodity, multi-scale exploration targeting using the Large Igneous Province record. In: Wyche, S. and Witt, W.K. (eds.) *TARGET 2017*, Perth, Australia: Abstracts. Geological Survey of Western Australia, Record 2017/6. 2017. P. 41–44.
6. Ernst, R.E., Youbi, N. How Large Igneous Provinces affect global climate, sometimes cause mass extinctions, and represent natural markers in the geological record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2017. V. 478. P. 30–52.
7. Ernst, R.E. et al. Large Igneous Provinces and supercontinents: Toward completing the plate tectonic revolution // *Lithos*. 2013. V. 174. P. 1–14.
8. Ernst, R.E., et al. Applying the terrestrial Large Igneous Province (LIPs) context to planetary intraplate magmatism // *Lunar and Planetary Science Conference XLVIII*. 2017, abstract 1373.
9. Ernst, R.E., et al. Long-lived connection between southern Siberia and northern Laurentia in the Proterozoic // *Nature Geoscience*. 2016. V. 9, P. 464–469.
10. Gladkochub, D.P., et al. Phanerozoic mafic magmatism in the southern Siberian craton: geodynamic implication: *Russian Geology and Geophysics*. 2010. V. 51. P. 952–964.
11. Head, J.W., Coffin, M.F. *Large Igneous Provinces: a planetary perspective*. AGU Geophysical Monograph. 1997. V. 100. P. 411–438.
12. Puchkov, V.N., et al. The ca. 1380 Ma Mashak igneous event of the Southern Urals // *Lithos*. 2013. V. 174. P. 109–124.
13. Puchkov, V.N., et al. 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*. 2016. V. 138. P. 6–16.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН В СТРУКТУРАХ МАГМАТИЧЕСКОГО МИНГЛИНГА (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА, ЮВ ТУВА)

Яковлев В.А.^{1,2}, Владимиров В.Г.^{1,2}, Кармышева И.В.^{1,2}

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
yakovlevva@jgm.nsc.ru

²Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, г. Новосибирск

К прямым свидетельствам мантийно-корового взаимодействия можно отнести примеры смешения контрастных по составу магм, обладающих различными температурами солидуса, плотностными и реологическими характеристиками. Подобные геологические примеры известны и неоднократно описаны в литературе как магматический минглинг или комплексы комбинированных (композитных) даек [1, 2, 3 и др.]. Взаимодействие и консолидация контрастных расплавов и магм часто сопровождается формированием на их контактах переходных зон. Происхождение последних не всегда очевидно и может трактоваться с различных позиций – это может быть дисперсной смесью при динамичном механическом взаимодействии магм (минглинге), продуктом гибридизации, реоморфизма, диффузионного метасоматоза, а также иных, в том числе магматических, процессов и их сочетаний.

Классическим является представление, что в силу высоких различий температуры солидуса и вязкости взаимодействие магм может происходить без их эффективного смешения с образованием гибридных пород. [1, 4 и др.]. Однако современные исследования синплутонических даек [5 и др.], габбро-гранитных полифазных массивов [6 и др.] и мафических микрогранулярных включений (ММЕ) [7 и др.] указывают на возможность химического смешения контрастных магм при инъецировании базитов в кислые магматические камеры.

Различия в физико-механических свойствах смешивающихся магм имеют первостепенное значение для протекания химического взаимодействия между ними. Если расплавы близки по температуре и реологии, смешение протекает более эффективно с формированием однородной магмы промежуточного состава [8]. В то же время, если расплавы сильно различаются по данным параметрам, то это делает невозможным их гомогенизацию.

Существенную роль при химическом взаимодействии могут оказывать трибохимические процессы. Работы по численному моделированию взаимодействия контрастных магм показывают, что химический обмен между ними существенно возрастает с физическим рассеянием одной магмы внутри другой посредством механического смешения [9].

Для установления природы переходных зон магматического минглинга свидетельства смешения контрастных по составу магм можно разделить на две основные группы по типу обстановки смешения. *Первая группа* включает синплутонические дайки, мафические микрогранулярные включения в гранитоидных плутонах, габбро-гранитные полифазные массивы; *вторая группа* – комбинированные (композитные) габброгранитные дайки.

Общей чертой для объектов первой группы являются плутонические условия смешения магм, в том числе: а) существенное преобладание кислых расплавов и магм над основными; б) **инъецирование базитов** происходит преимущественно в базальные части камер гранитоидов; в) **смешение расплавов осуществляется** посредством плотностных и конвективных механизмов; г) время сосуществования контрастных магм достаточно для их гибридизации и не ограничивается внешними факторами; д) изменение составов контрастных магм может происходить на разных этапах консолидации магматической системы. Например, на стадии химического взаимодействия двух магм, либо при реакционном воздействии кислого расплава (или его флюидных дериватов) на раскристаллизованные или частично раскристаллизованные основные породы.

Для комбинированных даек, как и для объектов плутонической группы, характерны структуры, развивающиеся на контакте двух жидкостей с контрастной вязкостью [10 и др.]. Однако условия смешения контрастных магм в комбинированных дайках существенно отличаются [11]: а) комбинированные дайки обладают малым размером и относительной изолированностью от внешних тепловых источников. Как следствие, консолидация как гранитоидной составляющей, так и комбинированной дайки в целом, будет происходить существенно быстрее чем консолидация в пределах крупных гранитоидных камер; б) для синплутонических даек, полифазных массивов и ММЕ изначально известен источник кислого материала – это собственно внутрикамерные кислые магмы, а для комбинированных даек их происхождение может быть различным; в) **смешение контрастных магм** в пределах композитной дайки может происходить либо в промежуточной камере с последующим транспортом контрастной смеси расплавов, либо непосредственно в пределах дайки; г) происхождение комбинированных даек тесно связано с тектоническими обстановками растяжения [12, 13].

Принципиальные различия в обстановках смешения контрастных по составу магм для первой и второй групп позволяют предполагать неодинаковый вклад процессов, участвующих в формировании переходных зон на контакте контрастных по составу пород (механическое рассеяние (диспергирование), гибридизация, реоморфизм, диффузионный метасоматоз и другие процессы). С целью идентификации этих различий на примере геологических объектов Западного Сангилен (ЮВ Тува) проведены специализированные исследования зон перехода в структурах магматического минглинга обеих групп.

Предварительные данные показывают [13], что для плутонической группы характерен ступенчатый характер (базит – переходная зона – гранит) распределения содержания петрогенных оксидов с появлением соответствующих минеральных изменений в минералах. Отмечено также проявление диффузионно-метасоматических изменений, но оно незначительно и носит наложенный характер. Появление промежуточных зон в магматическом минглинге плутонической группы в данном случае можно интерпретировать как результат возникновения гибридных расплавов.

Переходные зоны композитных даек рассматривались на примере участка Сайзырал (Западный Сангилен). Предварительные данные, опирающиеся на X-Ray рентгеновскую томографию и микроскопические исследования показали [13], что появление переходных зон в группе комбинированных даек связано с процессами диспергирования, т.е. активного механического взаимодействия в обстановках быстрой консолидации расплавов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 160501011, 1835-00467), планов НИР ИГМ СО РАН (проект № 0330-2016-0003), проекта Министерства образования и науки РФ № 5.1688.2017/ПЧ.

Литература

1. Marshall L.A. and Sparks R.S.J. Origins of some mixed-magma and net-veined ring intrusions // Journ. Geol. Soc. London, 1984. V. 141, N 1. P. 171–182.
2. Clemens J.D., Bezuidenhout A. Origins of co-existing diverse magmas in a felsic pluton: the Lysterfield Granodiorite, Australia // Contrib. Miner. Petrol. 2014. V. 167. 991.
3. Spera F., Schmidt J., Bohron W., Brown G Dynamics and thermodynamics of magma mixing: Insights from a simple exploratory model // Ameri. Miner. 2016. V. 101 (3). P. 627–643.
4. Grasseta Olivier, Albarèdeb Francis Hybridization of mingling magmas with different densities // Earth and Planetary Sci. Let. 1994. V. 121. N. 3–4. P. 327–332.
5. Litvinovsky B.A., Zanzvilevich A.N., Wickham S.M., Jahnc B.M., Vapnik Y., Kanakin S.V., Karmanov N.S. Composite dikes in four successive granitoid suites from Transbaikalia, Russia: The effect of silicic and mafic magma interaction on the chemical features of granitoids // Journ. of Asian Earth Sci. 2017. V. 136. P. 16–39.
6. Хромых С.В., Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Котлер П.Д., Владимиров А.Г. Взаимодействие габброидной и гранитоидной магм при формировании Преображенского интрузива, Восточный Казахстан // Геодинамика и тектонофизика, 2017. Т. 8. № 2. С. 311–330.
7. Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья (Бургасский кварцевосиенитовый массив): состав, петрогенезис // Петрология. 2013. Т. 21, № 3. С. 309–334.
8. Pergunini D., Poli G., Gatta G.D Analysis and simulation of magma mixing processes in 3D // Lithos. 2002. V. 65. P. 313–330.
9. Ubide T., Gale C., Larrea P., Arranz E., Lago M., Tierz P. The relevance of crystal transfer to magma mixing: a case study in composite dykes from the Central Pyrenees // Journ. of Petrol. 2014. V. 55. P. 1535–1559.
10. Allen E., Boger D. The influence of rheological properties on mobility control in polymer-augmented waterflooding // Society of Petroleum Engineers, 1988. P. 449.
11. Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А. Две группы магматического минглинга (на примере ранних каледонид Западного Сангилен, Юго-Восточная Тува) // Материалы Третьей междунар. науч. конф. «Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, гидрогеология, геохронология, геодинамика и металлогения», Новосибирск, 2016. С. 52–53.
12. Владимиров В.Г. Происхождение и механизмы формирования структур магматического минглинга в комбинированных габбро-гранитных дайках // «Петрология магматических и метаморфических комплексов»: Материалы IX Всерос. петрограф. конф. с междунар. участием, Томск, 2017. С. 67–69.
13. Владимиров В.Г. Структуры магматического минглинга в композитных габбро-гранитных дайках: модель сдвиговой дилатации // Материалы Четвертой междунар. науч. конф. «Корреляция алтаид и уралид ...». Новосибирск, 2018 (наст. сб.).
14. Владимиров В.Г., Войтенко В.Н., Яковлев В.А., Кармышева И.В. Магматический минглинг Западного Сангилен (ЮВ Тува): минеральные изменения на контакте контрастных по составу пород по данным микрорентгеноспектрального анализа и X-Ray томографии // Материалы Четвертой междунар. науч. конф. «Корреляция алтаид и уралид ...». Новосибирск, 2018 (наст. сб.).

ИЗУЧЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПРОДУКТИВНОГО РЕЗЕРВУАРА В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ДОЮРСКОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРО-ВАРЬЁГАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ 3D СЕЙСМОРАЗВЕДКИ, КЕРНА И ГИС

Яневиц Р.Б., Лебедев М.В., Мазниченко М.В., Соколовская О.А., Фищенко А.Н.

ООО «ТННЦ», г. Тюмень
rbyanevits@tnnc.rosneft.ru

Бурение на доюрские образования с целью изучения геологического строения и нефтегазоносности глубокозалегающих горизонтов на Северо-Варьёганской площади началось в 1984 г. И к 1989 г было пробурено 13 поисковых скважин. И тогда же началась работа по изучению доюрского комплекса.

В работе С.В. Архипова с соавторами [1] высказано предположение, что выветрелые светло-серые глинисто-кремнистые сланцы залегают в замке эродированной синклинали складки субмеридионального простиранья.

В.С. Бочкарёв с соавторами [2] проанализировали данные по относительному возрасту объекта исследования и на основании этого сделали вывод, что объект исследования представляет собой антиклинальную складку субмеридионального простиранья.

Но основные выводы обеих работ совпадают:

- Нефтеносность доюрского комплекса приурочена к коре выветривания преимущественно площадного типа, развитой по палеозойским черным сланцам и другим породам;
- Коллекторы относятся к трещинно-поровому типу и характеризуются высокой неоднородностью по разрезу. При этом чёткой взаимосвязи между коэффициентами пористости и проницаемости не наблюдается, что говорит об их сложной фильтрационно-ёмкостной системе.

Самым полным обобщением материалов в рамках концепции «кора выветривания» была работа коллектива авторов института геологии и геофизики под руководством Н.П. Кирды [3]. Полученные результаты исследований позволили сделать вывод, что высокоёмкие и высокодебитные коллектора в палеозойских отложениях развиты в условиях эрозионно-тектонических выступов, перекрытых флюидоупорами юрского возраста. Эти коллектора связаны с корами выветривания, развитыми, в-основном, по карбонатным породам разного состава (чистым, глинистым, органогенно-детритовым, доломитизированным известнякам). Основной тип коллектора – трещинно-кавернозный. При этом если кровля коры выветривания сохраняет общий профиль нижней части юрских отложений, то нижняя её граница – неровная, со значительными перепадами абсолютных отметок, особенно в зонах, примыкающих к разломам. Ретроспективный анализ результатов ранее выполненных работ показал, что главной проблемой на этом этапе была низкая охарактеризованность керном целевых отложений, хотя в целом буровая изученность отложений доюрского комплекса на Северо-Варьёганской площади довольно высокая. Однако вынос керна в старых скважинах очень небольшой, в связи с чем возникают проблемы с его увязкой с данными ГИС. Также в старых скважинах есть только стандартный комплекс ГИС.

В последнее время в пределах Северо-Варьёганской площади было пробурено несколько новых скважин, в которых проведён расширенный комплекс ГИС, включивший АКШ, ГГКп, ФМІ, ЯМК. В этих скважинах также был выполнен отбор изолированного керна, и его качество позволило выделить в разрезе доюрского комплекса петротипы и установить их стратиграфические взаимоотношения. По результатам макроскопического описания керна и петрографического описания шлифов было выделено семь групп пород [4]: обломочные силициты и псевдобрекчии силицитов, реликтовые органогенные силициты, глинисто-кремнистые породы, известняки микро-мелкокристаллические, кремнисто-карбонатные породы. Также выделен магматический комплекс, представленный пластовой интрузией метадолеритов. Кроме этого в керне одной из скважин, как отдельный петротип, были выделены каолинит-сидеритовые породы неясного (гидротермально-метасоматического?) генезиса. Кроме этого в верхней части разреза доюрских отложений во всех скважинах выделяются дезинтегрированные породы коры выветривания, мощность которой не превышает 2 м.

Корреляция отложений верхней части доюрского комплекса выполнена по двум профилям, включающим вновь пробуренные скважины с отбором керна и расширенным комплексом ГИС и наиболее близко расположенные к ним поисковые скважины.

В наиболее полном разрезе одной из новых скважин можно выделить шесть толщ различного литологического состава, верхние две из которых охарактеризованы керном, нижние четыре – только данными ГИС.

Снизу вверх толщ распределены следующим образом: толща 1, вероятно, преимущественно карбонатного состава; толща 2, вероятно, глинисто-кремневого состава с прослоями органогенных силицитов; толща 3, вероятно, силицитового состава; толща 4, вероятно, глинисто-кремневого состава; толща 5 преимущественно силицитового состава с прослоями глинисто-кремневых пород; толща 6 преимущественно кремнисто-карбонатного состава с пластами глинисто-кремневых пород и силицитов. При этом в расположенной рядом с ней старой скважине выделяются только три нижние толщ, – залегающие выше отложения, вероятно, размывы в ходе предъюрской эрозии. Расстояние между пластопересечениями скважин около 100 м, при пликативном залегании толщ угол падения границ в ЮВ направлении должен быть около 25°. Но, как следует из данных FMI в новой скважине, границы пластов падают в ЮЗ направлении под углом около 10° – это противоречие нуждается в объяснении.

Другой корреляционный профиль объединил три скважины – две новые, с расширенным комплексом ГИС и отбором керна, и старую. В разрезе старой скважины по данным ГИС выделяется 5 толщ, сопоставимых с толщами 1÷5, выделенными в наиболее полном разрезе новой скважины первого корреляционного профиля. В расположенной от неё к СЗ на расстоянии около 400 м новой скважине отсутствует верхняя силицитовая толща 5, а в следующей новой скважине, расположенной далее в западном направлении на расстоянии около 600 уже отсутствует и глинисто-кремнистая толща 4. Принимая во внимание расстояние между скважинами, при пликативном залегании толщ угол падения границ в ЮВ направлении должен быть равен около 4°. Это также противоречит данным FMI, согласно которым слои в одной из новых скважин падают в ЮЗ направлении с углом около 25°, а в другой – в ЮЮЗ направлении с углом около 40°.

Разрешением противоречий может быть гипотеза о мелкоблоковом строении верхней части доюрского комплекса. Результаты корреляции в этом случае объясняются гипсометрическим положением блоков, вскрытых скважинами, а данные FMI – как тектоническими, так и внутриформационными деформациями в каждом блоке.

Объект исследования интерпретирован нами как осадочный комплекс, включающий шесть осадочных толщ различного литологического состава. Резервуарами углеводородов являются осадочные толщ силицитов и, в меньшей степени, глинисто-кремневых пород. Установлено, что эти толщ залегают в осевой части и на крыльях палеозойских синклиналиных складок субмеридионального простирания. Принципиальным отличием от моделей, предложенных в предшествующих работах, является мелкоблочная модель объекта.

Анализ куба сейсмических данных показал, что предложенная концептуальная модель верхней части доюрского комплекса Северо-Варьёганской площади находит своё отражение в волновом сейсмическом поле. Выполненная с целью устранения эффекта волновой интерференции акустическая инверсия куба сейсмических данных позволила в значительной мере улучшить отображение силицитовых отложений, имеющих в целом пониженные значения акустической жёсткости. Полученный куб импедансов позволил выполнить корреляцию подошвы силицитовой формации и получить схему её мощности, в результате чего была выявлена система узких линейных зон развития силицитовой формации субмеридионального простирания, ограниченных тектоническими нарушениями.

Наиболее важными следствиями из представленной модели является, в первую очередь, вывод, что блоковое строение объекта обуславливает сложный характер распространения продуктивных полей. Вследствие этого стратиграфические объёмы резервуаров в соседних блоках могут существенно различаться, что является проблемой для подсчёта запасов и количественной интерпретации данных сейсморазведки. Также на настоящий момент большой неопределённостью является экранирующая роль тектонических нарушений.

Литература

3. Геологическое развитие и строение доюрских комплексов центральных и восточных районов ХМАО, перспективные направления поисково-оценочных работ на нефть и газ / Кирда Н.П., Паромов И.В., Смирнова В.В. и др. // Перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений на территории Ханты-Мансийского автономного округа: Науч.-практ. конф. "Круглый стол", 12 февраля 2003 г. 2003. С. 1–18.
1. Коллекторы доюрско-юрского комплекса Северо-Варьёганской площади / Архипов С.В., Боркун Ф.Я., Питкевич В.Т., Пятков М.И., Фаин Ю.Б. // Геология нефти и газа. 1989. № 5. С. 27–29.
4. Концептуальная геологическая модель верхней части доюрского комплекса Северо-Варьёганского месторождения / А.Н. Фищенко, М.А. Романчев, В.В. Сильянов, И.А. Зеленов, Т.М. Карих, Е.А. Яцканич, К.А. Габдрахманова, А.И. Кудаманов, О.А. Соколовская, Р.Б. Яневиц, М.В. Лебедев // Сб. науч. тру. Вып. № 3. Тюмень: ОАО "Тюменский дом печати". - 2017. – С. 220-234.
2. Палеозойские отложения – новое направление разведочных работ на нефть и газ на юго-востоке Западной Сибири / В.С. Бочкарев, А.И. Грищенко, В.Е. Лещенко, Р.Ш. Мамлеев, Онищук Т.М. // Геология, геофизика и разработка нефтяных и газовых месторождений. 1996. № 1. С. 2–8.

ИЗОТОПНЫЕ (Nd, Pb) ИСТОЧНИКИ ХАНГАЙСКОГО БАТОЛИТА: К ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ГИГАНТСКИХ БАТОЛИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Ярмолюк В.В.¹, Козловский А.М.¹, Саватенков В.М.²

¹Институт геологии рудных месторождений петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

В пределах территории ЦАСП выделяется ряд гигантских батолитов близкого строения (Ангаро-Витимский, Хангайский и Хэнтэй-Даурский), возникших в сходных геологических условиях. Для них характерны сравнительно узкие диапазоны формирования (~20–30 млн лет), соразмеримые объемы (~1 млн км³) разнообразие составов пород, варьирующих от тоналитов и гранодиоритов до щелочных гранитов и сиенитов, широкое развитие синплутонических интрузий базитов, участие в строении зональных магматических ареалов, внешние зоны которых формировались под влиянием рифтогенных процессов. Геологическая позиция батолитов определяется приуроченностью к молодым складчатым областям, что поднимает вопрос о природе столь масштабного плавления коры. Ответ на него строится на основе результатов изотопно-геохимических исследований Хангайского батолита.

Хангайский батолит является крупнейшим (> 150 тыс. км²) скоплением гранитных плутонов, возникших в Центральной Азии в поздней перми – раннем триасе в интервале времени между 270 и 240 млн лет назад. Батолит образует ядро более крупной Хангайской зонально построенной магматической области, которая включает также обрамляющие батолит рифтовые зоны с характерным для них магматизмом. Батолит сложен

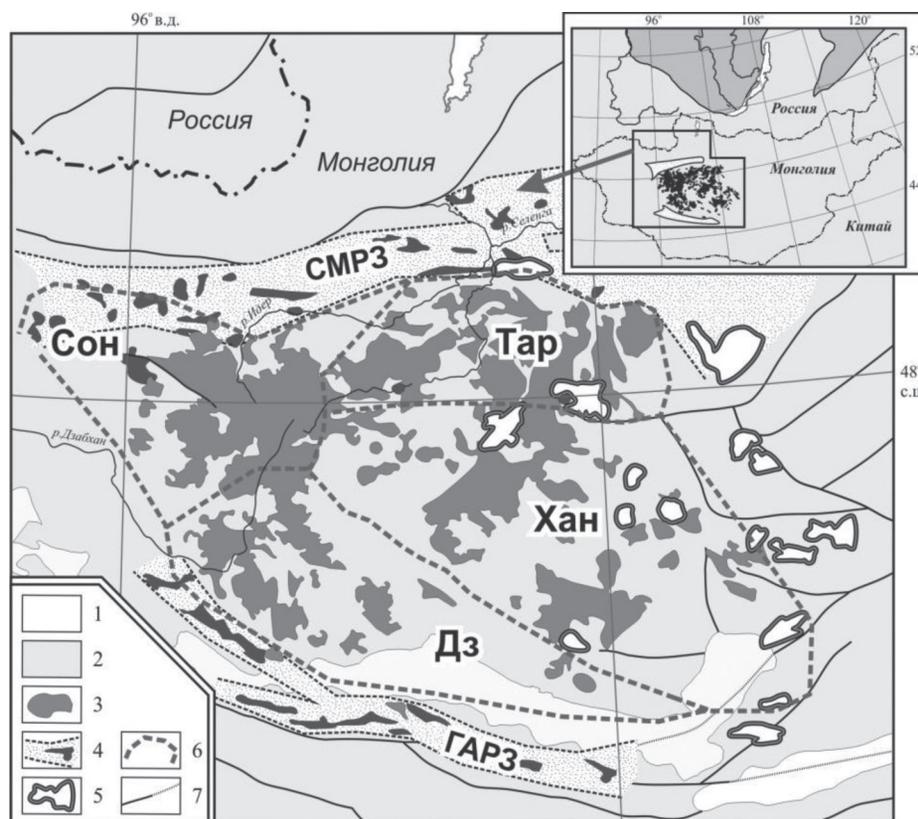


Рис. 1. Схема строения Хангайской зональной магматической области:

1 – MZ–CZ впадины; 2 – складчатые комплексы ЦАСП; 3 – гранитоиды батолита; 4 – рифтовые зоны (ГАРЗ – Гоби-Алтайская, СМРЗ – Северо-Монгольская); 5 – раннемезозойские гранитоиды; 6 – границы блоков (Сон – Сонгинский, Дз – Дзабханский, Тар – Тарбагатайский, Хан – Хангайский); 7 – основные разломы.

На врезке показана схема размещения Хангайского магматического ареала в Центрально-Азиатском орогенном поясе.

гранитами нормального ряда щелочности, субщелочными гранитами, более редкими щелочными гранитами. Основные породы в основном представлены синплутоническими телами, нередко с минглинговыми границами. В рифтовом обрамлении батолита развиты бимодальные базальт-трахириолитовые (комендитовые) ассоциации, а также массивы щелочных гранитоидов.

Геохимические характеристики большинства гранитоидов имеют сходство с составом континентальной коры. Гранитоиды рифтовых зон выделяются более высокими содержаниями большинства микроэлементов. Субщелочные гранитоиды батолита, обладающие повышенными значениями коэффициента агпаитности (Ка), имеют промежуточные характеристики между типичными гранитоидами батолита и гранитоидами рифтовых зон. Базиты рифтовых зон и прежде всего высоко-Ti базальты близки к базальтами ОIВ типа.

Геологические характеристики, а также результаты изотопно-геохимических исследований свидетельствуют об участии в образовании зонального магматического ареала как вмещающей континентальной коры, так и мантийных магм, преобладавших в зонах рифтогенеза. Коровые субстраты характеризуются неоднородностью составов, определяемой, их разновозрастным формированием. Батолит возник в пределах Хангайской группы докембрийских террейнов, включающей блоки раннедокембрийской коры (Дзабханский и Тарбагатайский), а также ранне- и позднепротерозойские комплексы Сонгинского блока. Осевая зона этой группы террейнов осложнена Хангайским прогибом. Различия в составе коры Хангайской группы террейнов отражены в различиях изотопного состава их пород.

Источники магматизма (Nd изотопная систематика). Изотопные составы Nd пород рифтовых зон и синплутонических базитов батолита тяготеют к диапазону $\epsilon_{Nd}(260) = -1 \dots +3$. Высоко-Ti базальты группируются вблизи величины $\epsilon_{Nd}(260) = +1 \dots +2$, отражающей состав мантийного источника магматизма. Параметры коры, вмещающей граниты, определяются значениями $\epsilon_{Nd}(260) = -3 \dots -20$ и варьируют в зависимости от ее принадлежности тому или иному блоку Хангайской группы террейнов. Гранитоидов батолита характеризуется составами, свидетельствующими об их образовании в результате взаимодействия мантийных и коровых источников. **Источники магматизма (Pb изотопная систематика).** Pb-Pb изотопные составы гранитов Хангайского батолита варьируют в зависимости от принадлежности пород тому или иному блоку Хангайской группы террейнов. На изотопных диаграммах $^{207}Pb/^{204}Pb$ - $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{206}Pb/^{204}Pb$ - $^{208}Pb/^{204}Pb$ фигуративные точки образуют тренды, свидетельствующие об участии в их образовании коровых источников с разной геологической историей, а также ювенильного источника. Корреляция изотопных составов Pb и Nd показывает, что коровые источники гранитов характеризуются менее радиогенным изотопным составом Pb, а ювенильный более радиогенным. При этом параметры корового источника согласуются с модельными составами нижней коры (по модели Крамерса и Толстихина), определяемыми временем ее образования. Так, в образовании гранитоидов Тарбагатайского блока участвовала кора с изотопными характеристиками, соответствующими 2.5 млрд лет ее возрасту, источником гранитоидов Сонгинского блока стала нижняя кора, образовавшаяся 800 млн лет назад. **Pb изотопная система нижней коры Дзабханского микроконтинента была изменена корообразующими процессами на рубежах 2.5, 1.9, 0.7 и 0.5 млрд лет.** В гранитоидах Хангайского прогиба ювенильный (по

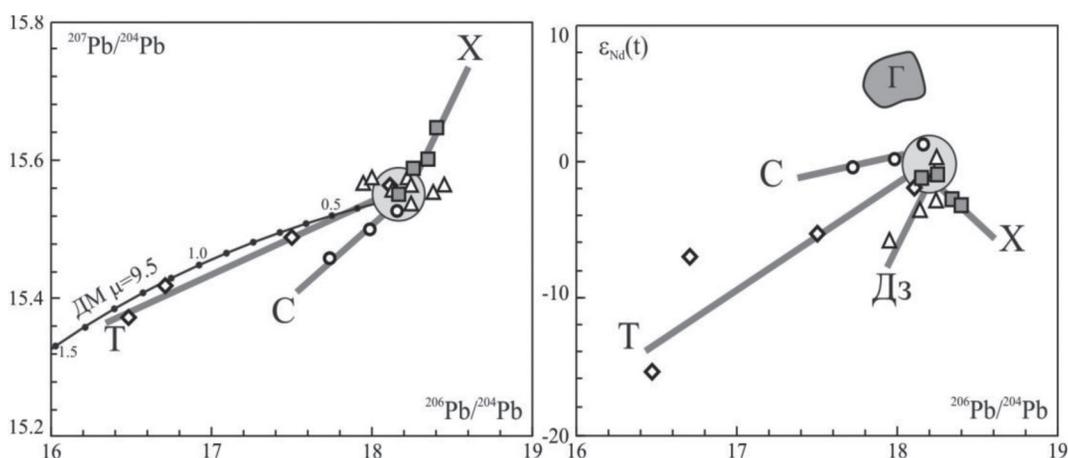


Рис. 2. Изотопные составы Pb и Nd в гранитоидах Хангайского батолита.

Тренды изменения составов гранитоидов в тектонических блоках: С – Сонгинском, Т – Тарбагатайском, Дз – Дзабханском, X – Хангайском. Г – поле изотопных составов Nd и Pb ювенильной коры герцинид Южной Монголии. Область пересечения прямых (светло-серое поле) характеризует изотопные параметры общего для всех гранитоидов Хангайского батолита ювенильного источника.

Nd) источник менее радиогенный (по Pb), чем коровый. Это позволило говорить, что кора Хангайского прогиба к моменту формирования батолита еще не испытала дифференциации на верхнюю и нижнюю.

Определены параметры ювенильного источника Хангайского батолита (Рис.2). На графике $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - \epsilon_{\text{Nd}}(260)$ он выделяется благодаря пересечению трендов вариаций составов гранитов из разных участков Хангайской группы террейнов. Его изотопные параметры: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18.1$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 15.5$ и $\epsilon_{\text{Nd}} \sim +2$ соответствуют обогащенной мантии, обладающей более высоким отношением U/Pb и более низким отношением Sm/Nd по сравнению с деплетированной мантией.

Образование гигантских батолитов стало особенностью развития активной континентальной окраины Сибирского палеоконтинента в позднем палеозое и раннем мезозое. В то же время их связь с процессами рифтогенеза свидетельствует об участии в их формировании мантийных плюмов, которые, согласно изотопным данным по Хангайскому батолиту, несли характеристики обогащенной мантии. Предполагается, что столь масштабное и столь специфичное батолитообразование последовало за перекрытием активной континентальной окраиной позднепалеозойского Сибирского континента ряда горячих точек Палеоазиатского океана. В результате возникла крупнейшая анорогенная магматическая провинция, включавшая, помимо батолитов, трапповые области Тарима и Джунгарии и Центрально-Азиатскую рифтовую систему. Батолиты являются элементами ее структуры. Предполагается, что мантийные плюмы служили источником для пород щелочнобазитовых и щелочносалических ассоциаций в различных участках краевой части континента. В участках, подверженных стрессовым воздействиям, которые типичны для активных окраин, мантийные расплавы не поднимались выше низов коры. Их тепловое воздействие вызывало анатексис коры и, в конечном итоге, определяло образование батолитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ (проект 16-17-10186).

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Агеева О.В.	107	Кирдяшкин А.А.	71, 73
Айтбаева С.С.	9, 13	Кирдяшкин А.Г.	71, 73
Акылбаева А.А.	9	Кобл М.А.	159
Амралинова Б.Б.	9	Ковалев К.Р.	104
Ананьев Ю.С.	117	Козловский А.М.	179
Анникова И.Ю.	19	Ковальчук Е.В.	115
Антонюк Р.М.	125	Ковач В.П.	49, 51, 69, 115
Банушкина С.В.	145	Колотилина Т.Б.	86
Берзина А.Н.	11	Коржнев В.Н.	75
Берзина А.П.	11	Коробкин В.В.	127, 153, 156
Бирюков К.Э.	104	Королук В.Н.	139
Бисатова А.Е.	13	Котлер П.Д.	130, 161, 163
Бородин А.В.	73	Котляров А.В.	78, 83, 86, 139
Бочкарев В.С.	15, 17	Котов А.Б.	49, 51, 69
Брехунцов А.М.	17	Кривоногов С.К.	130
Буслов М.М.	83, 86	Крук Н.Н.	80
Ван К-Л.	69	Кузнецов Н.Б.	122
Ветров Е.В.	78	Кузьмина О.Н.	58
Владимиров А.Г.	19, 22, 107, 150	Куйбида Я.В.	25
Владимиров В.Г.	25, 27, 30, 32, 175	Куликова А.В.	83, 86
Войтенко В.Н.	32	Лебедев В.И.	89
Волкова Н.И.	83	Лебедев М.В.	177
Врублевский В.В.	34	Летникова А.Ф.	63
Гартвич Ю.Г.	142	Летникова Е.Ф.	63, 92
Гимон В.О.	11	Летников Ф.А.	92
Гладков А.С.	104	Мазниченко М.В.	177
Гладков И.Н.	71, 73	Майоров В.Н.	94
Гонта Т.В.	147	Майорова Н.П.	94
Горбаченко К.Н.	36	Макаренко С.Н.	97
Гурова А.В.	38, 130, 161	Макад Д.К.	100
Гуров В.В.	71	Мальченко Е.Г.	61
Гусев А.И.	41	Маруяма Ш.	130, 133
Гусев Н.И.	41, 44	Маслов В.И.	53
Гутак Я.М.	47, 147	Матайбаева И.Е.	9
Дегтярев К.Е.	49, 51, 69, 115, 122, 125	Мизерная М.А.	58, 120
Джес Е.Н.	53	Мирошникова А.П.	120
Дистанов В.Э.	71, 73	Михеев Е.И.	22, 150
Душин В.А.	56	Мурзинцев Н.Г.	19, 22, 150
Дьячков Б.А.	13, 53, 58, 107	Мусина Е.В.	61
Ермолов П.В.	61	Наумов Е.А.	104
Жимулев Ф.И.	78	Некипелова А.В.	104
Житков В.Г.	117	Непогодина Ю.М.	71
Здоркова М.С.	30	Нестеров И.И.	17
Зимановская Н.А.	58	Обут О.Т.	130
Иванов А.В.	63	Ойцева Т.А.	58, 107
Изох А.Э.	38	Оразбекова Г.Б.	13
Изох Н.Г.	65	Осипова Т.А.	67
Калинин Ю.А.	1 04	Перегоедов Л.Г.	97
Каллистов Г.А.	67	Перфилова А.А.	130
Калугин В.М.	166	Петренко Н.А.	130
Каныгина Н.А.	69	Петров Г.А.	110, 112
Кармышева И.В.	25, 32, 175	Пилицына А.В.	115

Подлипский М.Ю.	166	Толмачева Т.Ю.	122, 125
Поцелуев А.А.	117	Толстых Н.Д.	166
Прошенкин А.И.	63	Травин А.В.	19, 22, 104, 150
Пяткова А.А.	120	Третьяков А.А.	49, 51, 69, 115
Родыгин С.А.	97	Тулемисова Ж.С.	153, 156
Романюк Т.В.	122	Удоратина О.В.	36, 159
Ронкин Ю.Л.	110	Фан Лыу Ань	22
Рязанцев А.В.	122, 125	Фищенко А.Н.	177
Саватенков В.М.	179	Хабибулина Р.А.	147
Савельева В.Б.	92	Холоднов В.В.	168
Савина Н.И.	97	Хромых С.В.	38, 130, 161, 163
Савинский И.А.	130	Хубанов В.Б.	150
Садыков Р.М.	127	Цыганков А.А.	150
Сальникова Е.Б.	115	Черненко З.И.	120
Саматов И.Б.	156	Чёрный Р.И.	130
Сапаргалиев Е.М.	58	Шаповалова М.О.	166
Сафонова И.Ю.	130, 133	Шардакова Г.Ю.	168
Семенова Д.В.	104, 161, 163	Шелепаев Р.А.	25, 166, 170
Сенников Н.В.	147	Шелепов Я.Ю.	170
Сердюков А.Н.	104	Школьник С.И.	63
Сидоров Д.А.	136	Щербаненко Т.А.	147
Симонов В.А.	83, 86, 139	Эрнст Р.Е.	172
Соколовская О.А.	177	Юрьев А.А.	44, 147
Соляник В.П.	13	Яковлев В.А.	25, 32, 175
Ступаков С.И.	139	Якубчук А.С.	49
Сурков Н.В.	142, 145	Яневиц Р.Б.	177
Тимохин А.В.	147	Ярмолюк В.В.	179
Токарев В.Н.	44, 147		

СОДЕРЖАНИЕ

ОТ РЕДКОЛЛЕГИИ.....	6
FOREWORD	7
РУДОНОСНОСТЬ ЧАРСКО-ГОРНОСТАЕВСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН) Амралинова Б.Б., Айтбаева С.С., Акылбаева А.А., Матайбаева И.Е.	9
ВОЗРАСТ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ И ОРУДЕНЕНИЯ (U-Pb SHRIMP II, Re-Os) АКСУГСКОГО Cu- ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СЕВЕРО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА: МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ СЛЕДСТВИЯ Берзина А.Н., Берзина А.П., Гимон В.О.	11
О КАЛГУТИНСКОЙ ЗОЛОТОНОСНОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ НА ЮЖНОМ АЛТАЕ Бисатова А.Е., Дьячков Б.А., С.С. Айтбаева С.С., Соляник В.П., Оразбекова Г.Б.	13
РОЛЬ ПЛЮМ- И ПЛЕЙТ-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ В ГЕОДИНАМИКЕ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА Бочкарев В.С.	15
МАГМАТИЗМ И ДЕФОРМАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ В ЭВОЛЮЦИИ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА, ВКЛЮЧАЯ ФУНДАМЕНТ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Нестеров И.И.	17
ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ КАЛГУТИНСКОЙ Mo-W РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ (АЛТАЙ) Владимиров А.Г., Анникова И.Ю., Травин А.В., Мурзинцев Н.Г.	19
ТЕРМИЧЕСКАЯ ИСТОРИЯ (U/Pb, Ar/Ar) И ДИНАМИКА ТРАНСФОРМАЦИИ ГЛУБИННОГО ГРАНИТОИДНОГО БАТОЛИТА ШОНГЧАЙ (СЕВЕРНЫЙ ВЬЕТНАМ) Владимиров А.Г., Травин А.В., Фан Лью Ань, Мурзинцев Н.Г., Михеев Е.И.	22
ПОСТКОЛЛИЗИОННЫЕ ГАББРО-ГРАНИТНЫЕ АССОЦИАЦИИ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Шелепаев Р.А., Яковлев В.А., Куйбида Я.В.	25
СТРУКТУРЫ МАГМАТИЧЕСКОГО МИНГЛИНГА В КОМПОЗИТНЫХ ГАББРО-ГРАНИТНЫХ ДАЙКАХ: МОДЕЛЬ СДВИГОВОЙ ДИЛАТАЦИИ Владимиров В.Г.	27
СТРУКТУРНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ПОДХОД В ИЗУЧЕНИИ ДИНАМИКИ МЕТАМОРФИЗМА В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ (НА ПРИМЕРЕ ЧАРСКОГО ОФИОЛИТОВОГО ПОЯСА, ЦАСП) Владимиров В.Г., Здрокова М.С.	30
МАГМАТИЧЕСКИЙ МИНГЛИНГ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ЮВ ТУВА): МИНЕРАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ НА КОНТАКТЕ КОНТРАСТНЫХ ПО СОСТАВУ ПОРОД ПО ДАННЫМ МИКРОРЕНТГЕНСПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА И X RAY ТОМОГРАФИИ Владимиров В.Г. Войтенко В.Н., Яковлев В.А., Кармышева И.В.	32
ПРОИСХОЖДЕНИЕ КЕМБРИЙСКИХ ГРАНИТОИДНЫХ, ГАББРО-МОНЦОНИТОВЫХ И ЩЕЛОЧНО-БАЗИТОВЫХ ИНТРУЗИЙ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ: СУПЕРПОЗИЦИЯ МАНТИЙНОГО ПЛЮМА И АКТИВНОЙ ОКРАИНЫ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА Врублевский В.В.	34
ТИПЫ МАФИЧЕСКИХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ПОРОДАХ СОБСКОГО КОМПЛЕКСА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) Горбаченко К.Н., Удоратина О.В.	36
СИНКОЛЛИЗИОННЫЕ ГАББРОИДЫ В ИРТЫШСКОЙ ЗОНЕ СМЯТИЯ: НОВЫЕ ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ Гурова А.В., Хромых С.В., Изох А.Э.	38
ГЕОХИМИЯ, U-Pb ВОЗРАСТ (SHRIMP II) И SR-Nd ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ИНТРУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЧОЙСКОГО ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРИДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ) Гусев Н.И., Гусев А.И.	41
РАННЕСИЛУРИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ НА САЛАИРЕ: ГЕОХИМИЯ, U-Pb ВОЗРАСТ, SM-Nd ИЗОТОПНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА Гусев Н.И., Токарев В.Н., Юрьев А.А.	44
ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В КУЗБАССЕ (МЕЗОЗОЙ) Гутак Я.М.	47
ТИПИЗАЦИЯ ДОКЕМБРИЙСКИХ ТЕРРЕЙНОВ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО ПОЯСА Дегтярев К.Е., Якубчук А.С., Третьяков А.А., Котов А.Б., Ковач В.П.	49
ИСТОЧНИКИ ДОКЕМБРИЙСКИХ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАЗАХСТАНА И ТЯНЬ-ШАНЯ Дегтярев К.Е., Третьяков А.А., Котов А.Б., Ковач В.П.	51

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ОСОБЕННОСТИ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ АПОГРАНИТОВ УЧАСТКА ЧЕРНАЯ СОПКА (ИРТЫШСКАЯ ЗОНА) Джес Е.Н., Дьячков Б.А., Маслов В.И.	53
ПЛУМОВЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ПОПЕРЕЧНЫХ СТРУКТУР СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ УРАЛЬСКОГО ОРОГЕНА Душин В.А.	56
ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И КРИТЕРИИ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА Дьячков Б.А., Мизерная М.А., Ойцева Т.А., Сапаргалиев Е.М., Кузьмина О.Н., Зимановская Н.А.	58
ПАЛЕЗОЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ИРТЫШСКОЙ ЗОНЫ СМЯТИЯ НА ОСНОВЕ НОВЫХ РАДИОИЗОТОПНЫХ ДАННЫХ СЕВЕРО-ЗАПАДА СТРУКТУРЫ Ермолов П.В., Мальченко Е.Г., Мусина Е.В.	61
РАННЕДЕВОНСКИЙ ВОЗРАСТ МАРГАНЦЕВОРУДНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЖАКСЫКОНСКОЙ СЕРИИ (ДЖЕЗДИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ, ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН) Иванов А.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Летникова А.Ф., Прошенкин А.И.	63
ДЕВОНСКАЯ МИКРОФАУНА АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ Изох Н.Г.	65
ХРОМИТ КАК ИНДИКАТОР УСЛОВИЙ КОРОВО-МАНТИЙНОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ВЫСОКОМАГНЕЗИАЛЬНЫХ МЕЛАНДИОРИТОВ ЧЕЛЯБИНСКОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ УРАЛ) Каллистов Г.А., Осипова Т.А.	67
ВОЗРАСТЫ И ИСТОЧНИКИ ОБЛОМОЧНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИХ КВАРЦИТО-СЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ АКТАУ-МОИНТИНСКОГО МАССИВА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН) Каныгина Н.А., Третьяков А.А., Ковач В.П., Дегтярев К.Е., Ван К-Л., Котов А.Б.	69
ТЕПЛОВАЯ И ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА МАНТИЙНЫХ ТЕРМОХИМИЧЕСКИХ ПЛУМОВ С ГРИБООБРАЗНОЙ ГОЛОВОЙ Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Гуров В.В., Гладков И.Н., Дистанов В.Э., Непогодина Ю.М.	71
ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ И ТЕОРЕТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ АЛМАЗОНОСНЫХ ПЛУМОВ Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А., Дистанов В.Э., Гладков И.Н., Бородин А.В.	73
УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ГОРНОГО АЛТАЯ Коржнев В.Н.	75
СОСТАВ И ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КОЛЫВАНЬ-ТОМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ЗОНЫ И СЕВЕРНОГО САЛАИРА Котляров А.В., Жимулев Ф.И., Ветров Е.В.	78
ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ АЛТАЯ И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ НА РУБЕЖЕ РАННЕГО-СРЕДНЕГО ПАЛЕОЗОЯ Крук Н.Н.	80
УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КУРАЙСКОЙ АККРЕЦИОННОЙ ЗОНЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ) Куликова А.В., Симонов В.А., Волкова Н.И., Котляров А.В., Буслов М.М.	83
УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД В ОФИОЛИТАХ ГОРНОГО АЛТАЯ Куликова А.В., Симонов В.А., Колотилина Т.Б., Котляров А.В., Буслов М.М.	86
МЕТАЛЛОГЕНИЯ КОБАЛЬТА АЛТАЕ-САЯН Лебедев В.И.	89
УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ЩЕЛОЧНЫЕ МАССИВЫ И КАРБОНАТИТЫ В ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЕ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ Летников Ф.А., Савельева В.Б., Летникова Е.Ф.	92
ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ МЕТАСОМАТИТОВ ПРИМАРКАКОЛЬЯ Майорова Н.П., Майоров В.Н.	94
ПРОБЛЕМЫ КОРРЕЛЯЦИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ ШКАЛ ДЕВОНА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ, ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ГОРНОЙ ОБЛАСТИ И ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА Макаренко С.Н., Перегоедов Л.Г., Родыгин С.А., Савина Н.И.	97
ГЛУБИННЫЙ ПРОГНОЗ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА Макат Д.К.	100
МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ИЗОТОПНО-ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКЖАЛ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН) Наумов Е.А., Калинин Ю.А., Травин А.В., Ковалев К.Р., Семенова Д.В., Сердюков А.Н., Гладков А.С., Бирюков К.Э., Некипелова А.В.	104

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ ПЕГМАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАЛБЫ Ойцева Т.А., Дьячков Б.А., Владимиров А.Г., Кузьмина О.Н., Агеева О.В.....	107
ФРАГМЕНТЫ НЕОПРОТЕРОЗОЙСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ КИПЧАК НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ УРАЛА? Петров Г.А., Ронкин Ю.Л.....	110
ПОЗДНЕОРДОВИКСКО-ДЕВОНСКИЙ ВУЛКАНИЗМ ТАГИЛЬСКОЙ И МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОН УРАЛА: ВОЗМОЖНЫЕ ПРИЧИНЫ РАЗЛИЧИЙ СОСТАВА ПОРОД И МЕТАЛЛОГЕНИИ Петров Г.А.	112
РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ ВЫСОКОБАРИЧЕСКИЙ МЕТАМОРФИЗМ ДОКЕМБРИЙСКОЙ КОРЫ ЖЕЛЪТАВСКОГО МАССИВА (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН): ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ, ЭВОЛЮЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА, ПРОТОЛИТЫ Пилицына А.В., Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Ковальчук Е.В.....	115
РУДНЫЕ РАЙОНЫ БОЛЬШОГО АЛТАЯ В МАТЕРИАЛАХ КОСМИЧЕСКИХ СЪЕМОК Поцелуев А.А., Ананьев Ю.С., Житков В.Г.	117
ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ VMS МЕСТОРОЖДЕНИЙ В РУДНОМ АЛТАЕ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АРТЕМЬЕВСКОЕ И МАЛЕЕВСКОЕ Пяткова А.П., Мизерная М.А., Мирошникова А.П., Черненко З.И.	120
ВЕНД-КЕМБРИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ДООРДОВИКСКОЙ АКТИВНОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ДЕТРИТНЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ ОРДОВИКСКИХ ТОЛЩ Рязанцев А.В., Кузнецов Н.Б., Дегтярев К.Е., Романюк Т.В., Толмачева Т.Ю.	122
ВУЛКАНОГЕННЫЙ ДЕВОН В МЕТАМОРФИЧЕСКОМ КОМПЛЕКСЕ СПАССКОГО АНТИКЛИНОРИЯ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА И ПРОБЛЕМА ПРИСУТСТВИЯ В СТРУКТУРЕ ДОКЕМБРИЯ Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю., Дегтярев К.Е., Антонюк Р.М.	125
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОСНОВА БАСЕЙНОВОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ЮЖНОГО СЕГМЕНТА КАРАГАНДИНСКОГО УГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ Садыков Р.М., Коробкин В.В.....	127
ИТМУРУНДИНСКИЙ АККРЕЦИОННЫЙ КОМПЛЕКС, СЕВЕРНОЕ ПРИБАЛХАШЬЕ: КЕМБРО-ОРДОВИКСКИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ПАЛЕО-АЗИАТСКОГО ОКЕАНА Сафонова И.Ю., Обут О.Т., Савинский И.А., Котлер П.Д., Хромых С.В., Кривоногов С.К., Гурова А.В., Перфилова А.А., Чёрный Р.И., Петренко Н.А., Маруяма Ш.	130
КОНВЕРГЕНТНЫЕ ОКРАИНЫ ТИХООКЕАНСКОГО ТИПА: ОТ ОКЕАНА К МАНТИИ Сафонова И.Ю., Маруяма Ш.	133
ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕДЕМЬЯНСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ В СВЕТЕ НОВЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ Сидоров Д.А.	136
ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ ФОРМИРОВАНИЯ ПИРОКСЕНИТОВ В ОФИОЛИТОВЫХ АССОЦИАЦИЯХ Симонов В.А., Котляров А.В., Королюк В.Н., Ступаков С.И.	139
ЭВОЛЮЦИЯ УЛЬТРАОСНОВНОГО МАГМАТИЧЕСКОГО РАСПЛАВА ДО КВАРЦНОРМАТИВНОГО В ПРОЦЕССЕ КРИСТАЛЛИЗАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ Сурков Н.В., Гартвич Ю.Г.	142
ПЛАВЛЕНИЕ КВАРЦНОРМАТИВНЫХ СОСТАВОВ С УЧАСТИЕМ α -ДИОПСИДА В СВЯЗИ С ГЕНЕЗИСОМ ГРАНИТНЫХ МАГМ Сурков Н.В., Банушкина С.В.	145
ПОЗДНЕОРДОВИКСКО-РАННЕСИЛУРИЙСКИЙ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ КОМПЛЕКС САЛАИРА Токарев В.Н., Сенников Н.В., Юрьев А.А., Тимохин А.В., Хабибулина Р.А., Гонта Т.В., Щербаненко Т.А., Гутак Я.М.....	147
ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ АНГАРО-ВИТИМСКОГО БАТОЛИТА, ЗАБАЙКАЛЬЕ Травин А.В., Цыганков А.А., Владимиров А.Г., Мурзинцев Н.Г., Михеев Е.И., Хубанов В.Б.....	150
ДААННЫЕ ИЗУЧЕНИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПЕРСПЕКТИВНОГО НЕФТЕМАТЕРИНСКОГО КОМПЛЕКСА ПОРОД МЕЗОЗОЙ-КАЙНОЗОЙСКОГО ЧЕХЛА ИЛИЙСКОГО БАСЕЙНА Тулемисова Ж.С., Коробкин В.В., Саматов И.Б.	153
СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ЧЕХЛА ШУ-САРЫСУЙСКОГО БАСЕЙНА И ЕГО СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ НА ПОИСКИ УГЛЕВОДОРОДОВ Тулемисова Ж.С., Коробкин В.В.....	156
МАФИЧЕСКИЕ ВКЛЮЧЕНИЯ (СОБСКИЙ КОМПЛЕКС, ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ): U-PB (SIMS) ДАННЫЕ Удоратина О.В., Кобл М.А.	159

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ МАГМАТИЗМА ЖАРМА-САУРСКОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА Хромых С.В., Котлер П.Д., Семенова Д.В.	161
ПОСТОРОГЕННЫЕ ДАЙКОВЫЕ ПОЯСА АЛТАЙСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ: ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, СОСТАВ И ВОЗРАСТ Хромых С.В., Котлер П.Д., Гурова А.В., Семенова Д.В.	163
РУДОНОСНОСТЬ ПЕРИДОТИТ-ГАББРОВОВОГО МАССИВА ОРЦОГ-УЛА (ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ) Шаповалова М.О., Толстых Н.Д. Подлипский М.Ю., Шелепаев Р.А., Калугин В.М.	166
РИФЕЙ-ВЕНД-КЕМБРИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ УРАЛА КАК ОТРАЖЕНИЕ НАЧАЛЬНЫХ ЭТАПОВ РАСКРЫТИЯ И ПОСЛЕДУЮЩЕЙ ЭВОЛЮЦИИ УРАЛЬСКОГО ПАЛЕООКЕАНА Шардакова Г.Ю., Холоднов В.В.	168
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ БАЯННУРСКОГО МАССИВА НЕФЕЛИНОВЫХ И ЩЕЛОЧНЫХ СИЕНИТОВ (МОНГОЛЬСКИЙ АЛТАЙ) Шелепов Я.Ю., Шелепаев Р.А.	170
КРУПНЫЕ ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПРОВИНЦИИ ВО ВРЕМЕНИ, СЛЕДСТВИЯ ДЛЯ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТА Эрнст П.Е.	172
LARGE IGNEOUS PROVINCES (LIPS) OF RUSSIA THROUGH TIME AND IMPLICATIONS FOR ORE DEPOSITS AND CLIMATE CHANGE Ernst R.E.	173
ПРОИСХОЖДЕНИЕ ПЕРЕХОДНЫХ ЗОН В СТРУКТУРАХ МАГМАТИЧЕСКОГО МИНГЛИНГА (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА, ЮВ ТУВА) Яковлев В.А., Владимиров В.Г., Кармышева И.В.	175
ИЗУЧЕНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ПРОДУКТИВНОГО РЕЗЕРВУАРА В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ДОЮРСКОГО КОМПЛЕКСА СЕВЕРО-ВАРЬЁГАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ НА ОСНОВЕ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ 3D СЕЙСМОРАЗВЕДКИ, КЕРНА И ГИС Яневиц Р.Б., Лебедев М.В., Мазниченко М.В., Соколовская О.А., Фищенко А.Н.	177
ИЗОТОПНЫЕ (Nd, Pb) ИСТОЧНИКИ ХАНГАЙСКОГО БАТОЛИТА: К ПРОБЛЕМЕ ФОРМИРОВАНИЯ ГИГАНТСКИХ БАТОЛИТОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Саватенков В.М.	179
АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ	182

Научное издание

КОРРЕЛЯЦИЯ АЛТАИД И УРАЛИД:
глубинное строение литосферы, стратиграфия, магматизм,
метаморфизм, геодинамика и металлогения

Материалы Четвертой международной научной конференции
2–6 апреля 2018 г.
г. Новосибирск, Россия

Подписано в печать 14.03.2018 г. Формат 60 × 84¹/₈.

Усл. печ. л. 21,87.

Тираж 150 экз. Заказ № 49

Издательство СО РАН,
630090 Новосибирск, Морской проспект, 2
E-mail: psb@sibran.ru

Тел.: (383)330-80-50

Отпечатано в типографии Издательства СО РАН

Интернет-магазин Издательства СО РАН

<http://www.sibran.ru>