

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ



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



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



УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ



РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
УРАЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

НАЦИОНАЛЬНАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
РЕСПУБЛИКИ КАЗАХСТАН



РОССИЙСКИЙ НАУЧНЫЙ ФОНД



Российский
научный
фонд

РОССИЙСКИЙ ФОНД ФУНДАМЕНТАЛЬНЫХ
ИССЛЕДОВАНИЙ



IGCP PROJECT #592 "CONTINENTAL CONSTRUCTION
IN CENTRAL ASIA"



НОВОСИБИРСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ



Новосибирский
государственный
университет

ТОМСКИЙ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ



ВОСТОЧНО-КАЗАХСТАНСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
ТЕХНИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ им. Д. СЕРИКБАЕВА



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

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

A. N. Zavaristkiy Institute of Geology and Geochemistry
Uralian Branch RAS

Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral
Resources

A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry
Siberian Branch RAS

Institute of Earth Crust
Siberian Branch RAS

Geological Institute
Russian Academy of Sciences

Federal Agency for Mineral Exploration
(Rosnedra – Sibnedra – Uralnedra)

Altai Geological and Ecological Institute
Republic of Kazakhstan

Ministry for Education and Science
Geological Exploration Company
“Topaz” LLC

Novosibirsk State Research University

D. Serikpaev East Kazakhstan State
Technical University

Tomsk National Research University

Irkutsk State Technical and Research Institute

IGCP Project #592 “Continental Construction in Central Asia”

CORRELATION OF THE ALTAIDES AND URALIDES

magmatism, metamorphism, stratigraphy, geochronology, geodynamics and metallogeny

Materials of the 3rd International scientific conference

March 29 – April 1, 2016
Novosibirsk, Russia



Novosibirsk
Publishing House of the Siberian Branch
of the Russian Academy of Sciences
2016

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

Институт геологии и геохимии
им. акад. А. Н. Заварицкого Уральского отделения РАН

Институт геохимии им. А. П. Виноградова
Сибирского отделения РАН

Геологический институт
Российской Академии наук

Алтайский геолого-экологический институт
Министерства образования и науки Республики Казахстан

Новосибирский национальный исследовательский
государственный университет

Томский национальный исследовательский
государственный университет

IGCP Project #592 "Continental Construction in Central Asia"

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

Сибирский научно-исследовательский
институт геологии, геофизики
и минерального сырья

Институт земной коры
Сибирского отделения РАН

Федеральное агентство
по недропользованию
(Роснедра – Сибнедра – Уралнедра)

Товарищество с ограниченной
ответственностью «Геологоразведочная компания "Топаз"»

Восточно-Казахстанский государственный технический универси-
тет им. Д. Серикбаева

Научно-исследовательский Иркутский
государственный технический университет

КОРРЕЛЯЦИЯ АЛТАИД И УРАЛИД магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология геодинамика и металлогения

Материалы третьей международной научной конференции

29 марта – 1 апреля 2016 г.
г. Новосибирск, Россия



Новосибирск
Издательство Сибирского отделения
Российской академии наук
2016

Correlation of the Altaides and Uralides: magmatism, metamorphism, stratigraphy, geochronology, geodynamics and metallogeny: Materials of the 3rd International scientific conference. Novosibirsk : Publishing House SB RAS, 2016. – 226 p.

The volume includes materials of a conference organized in the frame of integrative partnership projects of the Siberian, Uralian and Far-East branches of the Russian Academy of Sciences and the Ministry of Education and Science of the Republic of Kazakhstan, research projects of the Russian Science Foundation and Russian Foundation for Basic Research and the capacity growth programs of the Novosibirsk, Tomsk, Irkutsk and East-Kazakhstan universities.

ORGANIZING COMMITTEE

CHAIRMEN:

Academician Nikolai Dobretsov, NSU-IPGG SB RAS, Novosibirsk, Russia
Professor M. Santosh, China University of Geosciences, Beijing, China
Academician Boris Dyachkov, EKSTU, Oskemen, Kazakhstan
Professor Alexander Vladimirov, NSU-TSU, IGM SB RAS, Novosibirsk, Russia

VICE-CHAIRMEN:

Professor Alexander Borisenko (IGM SB RAS)
Professor Nikolai Sennikov (IPGG SB RAS)

Secretary:

Dr. Irina Annikova (IGM SB RAS)

Approved by The Scientific Council of the V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy SB RAS
(document N 2. 09.03.2016)

The Scientific Council of the A.A. Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics SB RAS
(document N 4. 24.02.2016)

Published as submitted by the authors

УДК 551+553.3/4
ББК 26.3
К66

Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения:.. Материалы Третьей международной научной конференции. Новосибирск : Институт геологии и минералогии СО РАН, 2016. – 226 с.

В сборнике представлены труды конференции, проведенной в рамках интеграционных партнерских проектов Сибирского, Уральского и Дальневосточного отделений Российской академии наук и Министерства образования и науки Республики Казахстан, инициативных проектов Российского научного фонда, Российского фонда фундаментальных исследований, а также программ повышения конкурентоспособности Новосибирского, Томского, Иркутского и Восточно-Казахстанского университетов.

СО-ПРЕДСЕДАТЕЛИ: академик РАН, профессор Добрецов Николай Леонтьевич,
Новосибирск, НГУ-ИНГГ СО РАН,
Россия

профессор М. Сантош, Университет геологических наук,
Пекин, Китай

академик НАН РК, профессор Дьячков Борис Александрович,
ВКГТУ МОН РК, Усть-Каменогорск, Республика Казахстан

профессор Владимиров Александр Геннадьевич,
НГУ–ТГУ, ИГМ СО РАН, Новосибирск, Россия

ЗАМЕСТИТЕЛИ: профессор Борисенко Александр Сергеевич
(ИГМ СО РАН)
профессор Сенников Николай Валерианович
(ИНГГ СО РАН)

Ученый секретарь к.г.-м.н. И.Ю. Анникова (ИГМ СО РАН)

Утверждено к печати Ученым советом Института геологии и минералогии
им. В.С. Соболева СО РАН (протокол № 2 от 09.03.2016 г.)
Ученым советом Института нефтегазовой геологии и геофизики
им. А.А. Трофимука СО РАН (протокол № 4 от 24.02.2016 г.)

Материалы издаются в авторской редакции

PREFACE

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 surveys and development of exploration techniques, scenarios of magma generation and ore formation and geodynamic reconstructions for Central and East Asia. During the last 5 years the geological objectives of Central Asia have been foci of publication of top ranked international journals, in particular, Gondwana Research and Geoscience Frontiers, which Editor-in-Chief is Prof. Santosh from the China University of Geological Sciences, Beijing, and Journal of Asian Earth Sciences. The importance of the study area is supported by the statistics published by Thomson Reuters in 2013 showing the Central Asian Orogenic Belt (CAOB) is a key area in geological research worldwide (Research Fronts 2013: 100 Top Ranked Specialties in the Sciences and Social Sciences report). Of special importance is the formation of continental segments in the southern part of the CAOB, which is reflected in several recent projects (IGCP# 420, 473, 480 and 592) of the International Union of Geosciences and International Geological Program of UNESCO.

In time, it became crucially important to join world leading experts in geology and metallogeny of Central Asia. The first international meeting, "Greater Altai as an unique raremetal-gold-polymetal province of Central Asia" took place in Oskemen (Ust-Kamenogorst, Kazakhstan, in 2010 (proceedings published by an Almaty-Oskemen Publishing House). The second Russia-Kazakhstan workshop «Correlation of the Altaides and Uralides: magmatism, metamorphism, stratigraphy, geochronology, and metallogenic forecasting» was organized in Novosibirsk, Russia, in 2014 (proceedings published by IGM SB RAS Publishing House). Thus, the deficiency of tectonic, geological and metallogenic maps of various scales, with mutually correlated legends and covering the whole territory, became obvious. We agreed about a need to organize a forum for discussing problems of a uniform terminology, monitoring recent and up-to-date geological data and performing their geodynamic interpretation. A special attention was paid to a comprehensive analysis of subduction, transform and collisional tectonic settings as to the role of mantle diapirism and plumes at various stages of Earth's geological evolution.

The 3rd International scientific conference «Correlation of the Altaides and Uralides: magmatism, metamorphism, stratigraphy, geochronology, geodynamics and metallogeny» is providing a basis to the discussion of those scientific problems, which importance is highlighted in the abstracts submitted to the Organizing Committee and published as a volume of conference materials.

Alexander G. Vladimirov, Alexander S. Borisenko, Nikolai V. Sennikov

The organization of the conference including the publication of conference materials was financially supported by integrative partnership projects of the Siberian (IGM SB RAS, IPGG SB RAS), Uralian and Far-East branches of the Russian Academy of Sciences, IGCP Project #592 and the capacity growth programs of the Novosibirsk, Tomsk, Irkutsk and East-Kazakhstan universities.

ОТ РЕДКОЛЛЕГИИ

Корреляция главных возрастных рубежей, их стратиграфическое и геохронологическое обоснование, а также анализ структурных особенностей и состава магматических и метаморфических комплексов и рудных месторождений алтаид и уралид представляют собой основу для методологической базы составления геологических и металлогенических карт нового поколения, построения геодинамических и прогнозно-металлогенических сценариев магмо- и рудогенеза Центральной и Восточной Азии. За последние пять лет геологические объекты Центральной Азии были в фокусе публикаций ведущих международных журналов, в первую очередь *Gondwana Research* и *Geoscience Frontiers*, главным редактором которых является проф. Сантош из Университета геологических наук Китая (г. Пекин), а также журнала *Journal of Asian Earth Sciences*. Интерес к рассматриваемому региону подтверждается статистикой международного информационного агентства Thomson Reuters», показавшей еще в 2013 году, 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*).

Идея объединить международные усилия ведущих специалистов по геологии и металлогении Центральной Азии, особенно ее западной и южной областей, уже давно назрела. Первые успешные международные совещания были проведены в г. Усть-Каменогорске (Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии. Алматы-Усть-Каменогорск, 2010 г.) и в г. Новосибирске (Российско-Казахстанское научное совещание «Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология и металлогеническое прогнозирование». Новосибирск: ИГМ-ИНГГ СО РАН, вып. 1. 2012 г., вып. 2. 2014 г.). Стала очевидной острая нехватка тектонических, геологических и металлогенических карт разного масштаба, охватывающих территорию в целом и согласованные в легендах. Другими словами стало необходимым общее обсуждение в единых ключевых терминах, а также мониторинг новейших геологических данных и их геодинамическая интерпретация. Особое внимание было уделено всестороннему анализу субдукционных, трансформных и коллизионных обстановок, а также роли астеносферного диапиризма и плюмов на разных стадиях эволюции Земли.

Третье международное научное совещание «Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения» подтвердило актуальность поставленных задач, что нашло отражение в материалах представленного сборника тезисов и докладов.

А.Г. Владимиров, А.С. Борисенко, Н.В. Сенников

Финансовая поддержка конференции и публикация представленных материалов осуществлялась за счет интеграционных междисциплинарных и партнерских проектов ИГМ СО РАН, ИНГГ СО РАН, УрО РАН, а также Проекта МПГК №592 ЮНЕСКО "Continental Construction in Central Asia" (Образование континентальной коры Центральной Азии) и Программ повышения конкурентоспособности Томского и Новосибирского государственных университетов.

ОСНОВНЫЕ ТЕМЫ СОВЕЩАНИЯ:

1. ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА: РОЛЬ ПЛЮМ- И ПЛЕЙТ-ТЕКТОНИКИ (В СОТРУДНИЧЕСТВЕ С МЕЖДУНАРОДНОЙ АССОЦИАЦИЕЙ ПО ИЗУЧЕНИЮ ГОНДВАНЫ).
2. СТРАТИГРАФИЯ И СОБЫТИЙНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ.
3. НЕОПРОТЕРОЗОЙ-ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА.
4. МАГМАТИЗМ, МЕТАМОРФИЗМ И ДЕФОРМАЦИИ ЛИТОСФЕРЫ НА СТАДИИ ЗАКРЫТИЯ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА (ПАЛЕОЗОЙ – МЕЗОЗОЙ).
5. ВНУТРИПЛИТНЫЙ БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ.
6. ГРАНИТОИДНЫЕ БАТОЛИТЫ, РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ГРАНИТЫ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЯ.
7. МЕТАЛЛОГЕНИЯ РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ, РАЙОНОВ И УЗЛОВ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО И МОНГОЛО-ОХОТСКОГО ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ.
8. ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА ОСАДОЧНЫХ И МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА, ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ С КРИСТАЛЛИЧЕСКИМ ФУНДАМЕНТОМ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАСЕЙНА.

SCIENTIFIC THEMES:

1. TECTONICS AND GEODYNAMICS OF THE URAL-MONGOLIAN OROGENIC BELT: ROLE OF PLUME- AND PLATE-TECTONICS (IN COOPERATION WITH THE INTERNATIONAL ASSOCIATION FOR GONDWANA RESEARCH).
2. STRATIGRAPHIC AND EVENTUAL CORRELATIONS.
3. NEOPROTEROZOIC-PALEOZOIC EVOLUTION OF THE URAL-MONGOLIAN OROGENIC BELT.
4. MAGMATISM, METAMORPHISM AND DEFORMATIONS OF THE LITHOSPHERE DURING THE CLOSURE OF THE PALEO-ASIAN OCEAN (PALEOZOIC-MESOZOIC).
5. INTRAPLATE MAFIC MAGMATISM AND METALLOGENY.
6. GRANITOID BATHOLITES, RARE-METAL GRANITES AND THEIR METALLOGENY.
7. METALLOGENY OF ORE PROVINCES OF THE URAL-MONGOLIAN AND MONGOL-OKHOTSK OROGENIC BELTS.
8. ISOTOPIC SYSTEMS OF SEDIMENTARY AND IGNEOUS COMPLEXES OF THE URAL-MONGOLIAN OROGENIC BELT, THEIR CORRELATIONS WITH THE BASEMENT OF THE WEST SIBERIAN SEDIMENTARY BASIN.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РУДОНОСНОСТИ НОВО-АХМИРОВСКОГО РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Амралинова Б. Б.¹, Адилханов С. А.¹, Дьячков Б. А.^{1,2}

¹Восточно-Казахстанский государственный технический университет,
г. Усть-Каменогорск, bakytzhan_80@mail.ru

²Алтайский геолого-экологический институт НАН РК, г. Усть-Каменогорск

В настоящее время в Казахстане остро стоит проблема воссоздания собственной минерально-сырьевой базы редких металлов и, в первую очередь, тантала, ниобия, бериллия, лития, редких земель, которые широко используются в сфере высоких технологий.

В пределах территории Большого Алтая основные редкометалльные месторождения (Ta, Nb, Be, Li, Sn, W) сосредоточены в Калба-Нарымской металлогенической зоне с профилирующим олово-танталовым оруденением.

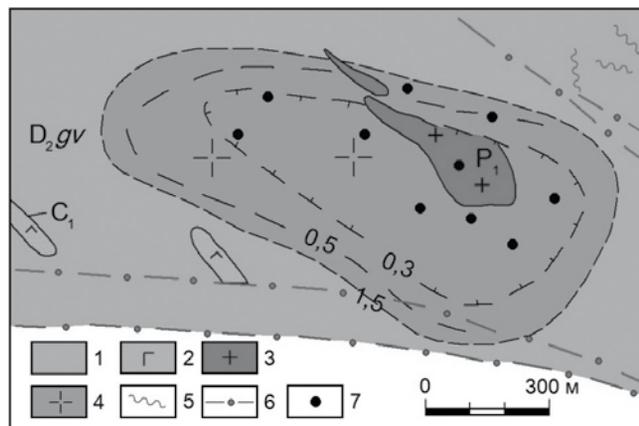
Традиционно главным источником редких металлов являлись месторождения редкометалльных пегматитов. В связи с дефицитом сырья возникла проблема поиска и оценки нетрадиционного внепегматитового типа редкометалльного оруденения, ассоциирующего с альбитизированными и грейзенизированными гранитами [1].

Одним из перспективных на редкометалльное оруденение данного типа является Ново-Ахмировский участок, который расположен в юго-западном крыле Чечекско-Вавилонской шовной структуры, сформированный на границе Калба-Нарымской и Иртышской зон. По данным В. И. Маслова, Б.М. Луцкого и В. С. Сергиенко, в Иртышском блоке развита более древняя осадочно-метаморфическая толща позднепротерозойского-раннепалеозойского возраста, а на остальной территории отмечаются выходы отложений кыстав-курчумской и аблакетиной (такырской) свит, перекрытых на большей части чехлом мезо-кайнозойских рыхлых отложений. Интрузивные образования прииртышской серии (C₁) представлены дайкообразными телами габбро-диабаз-амфиболитового и габброидного состава. Рудоносное штоковидное тело топазовых и цинвальдит-лепидолитовых гранитов на поверхности имеет овальную форму, ориентирован в северо-западном направлении на 220 м при ширине до 110 м (см. рисунок).

По данным геофизических работ и бурения скважин эти граниты без видимого изменения вещественного состава прослежены до глубины 300–374 м. Основные породообразующие минералы гранитов: кварц (30–40 %), альбит (25–40 %), микроклин (15–35 %), цинвальдит-лепидолит (10 %). Второстепенные - топаз (до 5 %), литиевый мусковит, фторапатит, касситерит и амблигонит. Литиевые слюды по результатам микрозондового анализа (аналитик В. Н. Довгаль), имеют высокие содержания Li₂O (2,6–4,44 %), F (3,04–4,39 %), а также повышенные значения Ta₂O₅ (до 0,006 %), Nb₂O₅ (до 0,025 %) и Sn (0,028–0,043 %). В породе они распределены неравномерно, состав их меняется от лепидолита до цинвальдита и полилитионита. Первичный топаз имеет кристаллическую форму размером в несколько мм, а более поздний отмечается в виде неправильных зерен в ассоциации с альбитом и лепидолитом. Касситерит образует отдельные мелкие зерна или сростки (размером 1–2 мм) зональной окраски от коричневой до черной, приурочен к альбитизированным участкам. На микрозонде САМЕВАХ (аналитик О.Н. Майорова) в нем определено содержание Ta₂O₅ – 0,978, что сближает его с касситеритами пегматитовых месторождений [2].

Схема геологического строения Ново-Ахмировского участка по геолого-геофизическим данным (по материалам В.И. Маслова, А.Н. Егорова, 2014 г):

1 – ороговикованные карбонатно-терригенные породы кыстав-курчумской свиты; 2 – мелкие тела габбро-диабазов Прииртышского комплекса (C₁); 3 – альбитизированные и мусковитизированные литийсодержащие граниты (P1); 4 – скрытый гранитоидный массив по геолого-геофизическим данным; глубинность контуров массива, км; 5 – кварцевые жилы; 6 – разрывные нарушения; 7 – пройденные буровые скважины



В 2015 г. авторами проводилось изучение вмещающих пород и альбитизированных гранитов с выполнением масс-спектрометрических анализов ISP-MS в лаборатории «ИРГЕТАС» (исполнитель С.Н. Полежаев). В роговиках кыстав-курчумской свиты повышены содержания редких земель цериевой группы, Ti (5110 г/т), Zr (310,2 г/т), а также Li, Rb, Cs и Nb, что подчеркивает обогащенность надинтрузивной зоны редкими элементами. Жильные граниты обогащены г/т: Li (753), Rb (773), в них повышены содержания Ta (6,57), Nb (37,16), Sn (14,62). В грубозернистых пегматитах выделяется аномалия Rb (656,1) и Li (311,4), содержание Nb (20,77) и Sn (24,2). Подчеркивается Li-Rb геохимическая специализация альбитизированных гранитов с максимальным повышением г/т: Ta (до 16,6), Nb (195,2), Be (13,31), Sn (32), Li (2152), Rb (1413), и Cs (50,92). В целом наши исследования подтверждают редкометалльную специализацию альбитизированных гранитов на Li-Rb и сопутствующие металлы Ta, Nb, Sn.

По результатам геохимического опробования с поверхности граниты обогащены Li, Rb, Sn, Ta преимущественно в центральной части интрузивного тела. По скважинам намечается тенденция увеличения содержания редких элементов с глубиной до 300м (мас. %): Li_2O (0,148–0,16), Sn (0,044–0,1), Ta_2O_5 (0,005–0,094), особенно в центральной части гранитного штока, имеющего форму усеченной призмы. По данным В. И. Маслова и др., прогнозные ресурсы составляют (тыс. т): Li_2O – 110, Rb_2O – 40, Sn – 13–20, Ta_2O_5 – 1 тыс. т. Рассматриваемый объект является перспективным на выявление «внепегматитового» литий-олово-танталового месторождения как дополнительного источника редких металлов и рекомендуется для постановки более детальных оценочных работ.

По особенностям вещественного состава альбитизированные граниты Ново-Ахмировского участка сопоставляются с типичными редкометалльными гранитами плюмазитового ряда, обогащенными литием, оловом и танталом (Карасу, Апогранитное, Алтувай и др.). От месторождения Алаха в Горном Алтае участок отличается наличием в рудах не сподумена, а литиеносных слюд [3] и расположением его в экономически освоенном районе Восточного Казахстана с благоприятной инфраструктурой. Проведенные исследования указывают на имеющиеся потенциальные резервы укрепления редкометалльно-сырьевой базы региона.

Литература

1. Dyachkov B.A., Maierova N.P., Nikitina T.M., Buchtayarova-Ereza A.A., Kuzmina O.N. Laws of formation and rating of rare metals deposits, prospects in East Kazakhstan // Understanding the genesis of ore deposits to meet the demands of the 21st century 12th quadrennial IAGOD symposium Moscow 21–24 august. 2006. 18 p.
2. Dyachkov B.A., Zimanovskaya N., Mataibayeva I/ Rare metal deposits of the East-Kazakhstan geologic position and prognostic criteria // Open Journal of Geology. 2013. 3. P. 404–409.
3. Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Смирнов С.З., Гаврюшкина О.А. Геология, минералогия и физико-химические условия формирования сподуменовых гранит-порфиров Алахинского месторождения (Горный Алтай) // Флюидный режим эндогенных процессов континентальной литосферы: Материалы всерос. совещания (6–9 октября 2015г.). Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2015. С. 27–28.

ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ КАЛГУТИНСКОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ)

Анникова И. Ю.^{1,3}, Травин А. В.^{1,2,3}, Владимирова А. Г.^{1,2,3}, Мурзинцев Н. Г.¹, Юдин Д. С.¹

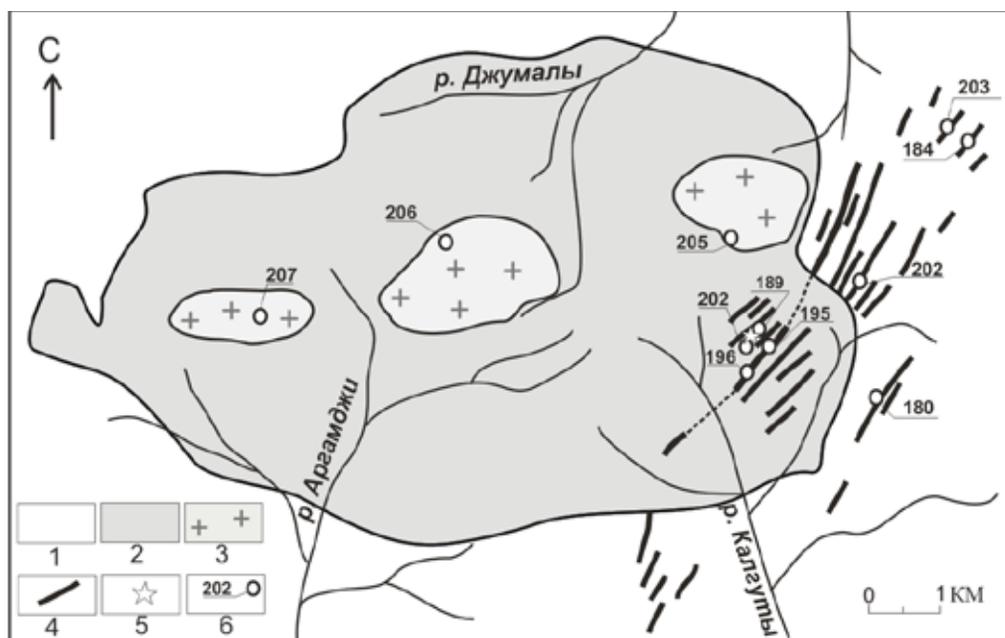
¹Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
iyuannikova@mail.ru

²Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

³Томский государственный университет, г. Томск

Калгутинская редкометалльно-молибден-вольфрамовая рудно-магматическая система (РМС) в Горном Алтае представлена одноименными гомодромным редкометалльно-гранитным массивом (70 км²), крупным по запасам WO₃ кварцево-жильно-грейзеновым молибден-вольфрамовым месторождением и протяженным (около 10 км) Восточно-Калгутинским поясом редкометалльных кислых даек (см. рисунок). Для решения задачи корректной оценки длительности формирования редкометалльно-гранитных рудно-магматических систем Калгутинская РМС представляется эталонотипным объектом, так как в пределах одного эрозионного среза здесь можно наблюдать породы всех этапов формирования рудно-магматической системы (граниты, лейкограниты, внутригранитные пегматиты, породы дайкового пояса, кварцеворудные жилы, грейзены).

Предыдущие исследования Калгутинской РМС, позволили констатировать уникальность состава пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса, необычный характер эволюции расплавов, формировавших породы пояса, а также существенный временной разрыв (~15 млн лет) между формированием гранитов главной интрузивной фазы Калгутинского массива и пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса [1–4]. Полученные в этих работах результаты поставили вопрос о факторах, которые могли стать определяющими в эволюции наиболее поздних порций магм Калгутинской РМС и ее продолжительности. Для решения этой задачи было проведено ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопное датирование штоков лейкогранитов, внутригранитных пегматитов, грейзенов, а также пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса, максимально охватывающее дайки как по составу, так и по их локализации в пределах пояса (см. рисунок).



Схематическая геологическая карта Калгутинской рудно-магматической системы:

1 – девонские вулканогенно-осадочные отложения нерасчлененные; 2 – граниты главной интрузивной фазы; 3 – лейкограниты фаз дополнительных интрузий; 4 – дайки эльванов и онгонитов; 5 – грейзены «Молибденового штока» и пегматиты кварцевого ядра; 6 – места отбора проб и усредненный ⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопный возраст, млн лет (точные значения возраста – в тексте)

Представленные в настоящей работе новые результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования Калгутинской РМС получены в лаборатории изотопно-аналитических методов ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) по восьми монофракциям мусковита из магматических пород и сливному кварц-мусковитовому агрегату (онкозину) из грейзенов «Молибденового штока» методом ступенчатого прогрева, детально описанным в работе [5]. Во всех полученных возрастных спектрах наблюдается четкое плато, среднее взвешенное по которому и принято за возраст закрытия К/Аг изотопной системы в соответствующем минерале.

Наиболее молодые оценки возраста даек Восточно-Калгутинского пояса – $179,7 \pm 1,3$ и $184,3 \pm 1,4$ млн лет получены для калиевых онгонитов (или эльванов) юго-восточного и восточного флангов пояса, наиболее древние оценки возраста пород ВКП – $202,2 \pm 2,1$ млн лет – для эльванов, обнаженных на III разведочном участке месторождения (см. рисунок). Две оценки возраста, полученные для протяженной дайки из осевой части пояса, характеризующейся наиболее высокими содержаниями фтора, фосфора и редких металлов, дали близкий результат: “эльвановая часть дайки” – $195,0 \pm 2,1$ млн лет, “онгонитовая часть дайки” – $196,1 \pm 2,1$ млн лет. Для грейзенов Молибденового штока значение возраста плато составило $188,8 \pm 1,4$ млн лет, для лейкогранитов Джумалинского и Аргамджинского штоков – $205,9 \pm 2,2$ и $206,6 \pm 2,2$ млн лет соответственно, а для пегматитов из Восточного штока – $205,4 \pm 2,2$ млн лет.

Полученные новые геохронологические данные для пород Восточно-Калгутинского дайкового пояса, в целом, согласуются с результатами предыдущих исследований. Так, проведенное ранее $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопное датирование двух даек из центральной части пояса и его восточного фланга дало результат в $202,4 \pm 2,0$ млн лет и $203,4 \pm 1,5$ млн лет соответственно [2], а U-Pb датирование по циркону (метод SHRIMP II) двух даек из рудного поля месторождения – $204,0 \pm 2,0$ млн лет и $200,8 \pm 1,1$ млн лет [6]. Однако, представленные в настоящей работе результаты датирования Восточно-Калгутинского дайкового пояса позволили выявить, что диапазон формирования дайкового пояса составляет $179,7 \pm 1,3$ – $204,0 \pm 2,0$ млн лет, т. е. ~ 24 млн лет. Полученная оценка длительности формирования Восточно-Калгутинского дайкового пояса не согласуется с оценками продолжительности эволюции очагов типичной редкометалльной магмы в условиях закрытой камеры, которые составляют первые сотни тысяч лет [7] и требует корректной интерпретации.

С учетом данных предшествующих геохронологических исследований Калгутинской РМС, проведенных различными методами, включающие датирование и магматических, и рудных компонентов, представлена обобщенная схема датирования и предложена следующая ее интерпретация: формирование рудных тел происходило фактически на фоне развития магматического процесса от образования гранитов главной интрузивной фазы до внедрения редкометалльных даек, а в формировании дайкового пояса, по крайней мере, выделяются две стадии (импульса магматического очага) – 204 – 195 и 184 – 180 млн лет [8].

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты № 1405-00712, 16-05-00128).

Литература

1. Владимиров А.Г., Выставной С.А., Титов А.В., Руднев С.Н., Дергачев В.Б., Анникова И.Ю., Тикунов Ю.В. Петрология раннемезозойских редкометалльных гранитов юга Горного Алтая: вклад в проблему происхождения расплавов, аномально обогащенных редкими щелочами и фосфором // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 7. С. 901–916.
2. Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Выставной С.А. и др. U-Pb, $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ 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.
3. 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: СТТ, 2008. - 226 с.
4. Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Астрелина Е.И., Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Котлер П.Д. Состав, флюидный режим и генезис онгонит-эльвановых магм Калгутинской рудно-магматической системы (Горный Алтай) // Геология и геофизика, 2011, № 11, Т. 52, С. 1748-1775.
5. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181-1199.

6. 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.

7. Костицын Ю.А., Зарайский Г.П., Аксюк А.М., Чевычелов В.Ю. Rb-Sr изотопные свидетельства генетической общности биотитовых и Li-F гранитов на примере месторождений Спокойнинское, Орловское и Этыкинское (Восточное Забайкалье) // Геохимия, 2004, № 9, С. 940-948.

8. Анникова И.Ю., Владимиров А.Г., Смирнов С.З., Соколова Е.Н., Мурзинцев Н.Г., Котлер П.Д. Возраст, этапность и оценка длительности формирования Калгутинской молибден-вольфрамовой рудно-магматической системы (Горный Алтай, Россия) // Геология рудных месторождений, в печати.

СТРАТИГРАФИЯ ДЕВОНА И КАРБОНА ХАНГАЙ-ХЭНТЭЙСКОЙ ЗОНЫ
(МОНГОЛИЯ)

Ариунчимэг Я.¹, Минина О. Р.², Куриленко А. В.³

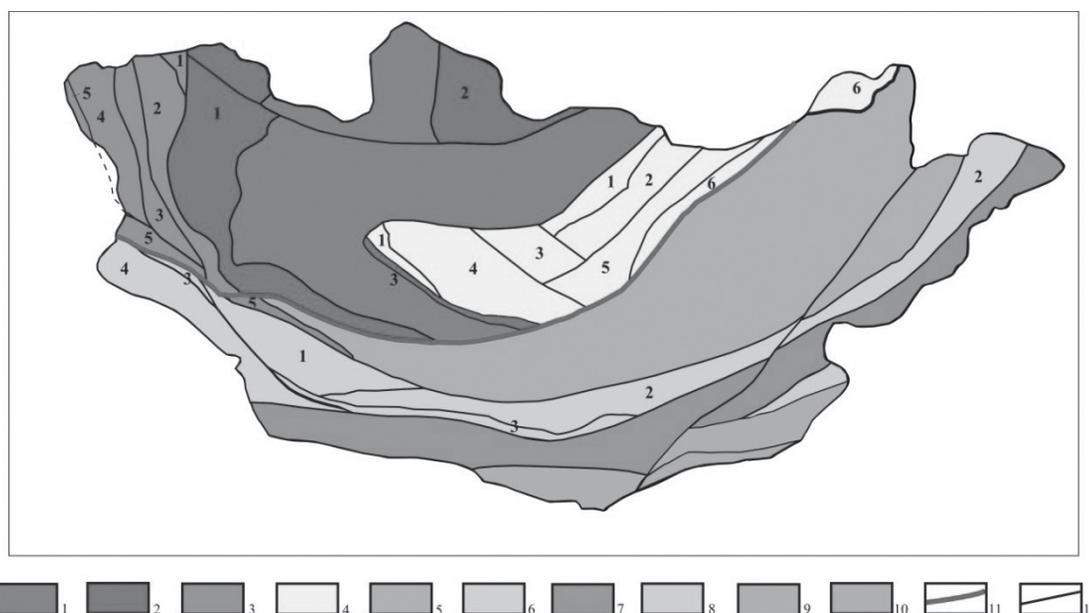
¹Институт палеонтологии и геологии МАН, г. Улаанбаатар
ariunchimeg@mail.ru

²Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

³АО «Читагеолсъёмка»,³ г. Чита

Хангай-Хэнтэйская зона относится к Северо-Монгольской складчатой области и подразделяется на шесть террейнов: 1 – Заг-Хараа, 2 – Асралтхайрхан, 3 – Хархорин, 4 – Хангай, 5 – Улаанбаатар, 6 – Онон (см. рисунок). Представление о наложенной природе Хангай-Хэнтэйской зоны сменилось представлением об аккреционно-коллизивной природе составляющих ее террейнов (Томуртоого, 2008).

Терригенные отложения Хангай-Хэнтэйской зоны входят в состав мощной кремнисто-терригенной серии девонско-каменноугольного возраста, известной под названием хангайской и хэнтэйской групп. В Хангайском и Хархоринском аккреционном комплексе к девону относится нижняя часть хангайской группы, известная под названием эрдэнэцогтской формации, которая представляет собой мощный однообразный комплекс незакономерно чередующихся вулканомиктовых, полимиктовых, реже граувакковых песчаников, алевропесчаников, аргиллитов с линзами гравелитов и конгломератов. Характерно присутствие линзовидных горизонтов яшмокварцитов и сургучно-красных яшм, в которых были найдены конодонты *Palmatolepis* cf. *quadrantinodosa inflexas* Muller, *Polygnatus* sp., указывающие на фаменский ярус верхнего девона (Kugimoto et al., 1997). На отдельных уровнях разреза локально появляются вулканогенные породы основного, среднего и кислого состава. В пределах Хангайского террейна каменноугольные отложения наиболее хорошо изучены в пределах его западной части, где подразделяются на три согласно залегающие формации: цэцэрлэгскую, жаргалантскую и байдрагскую (Геология МНР, 1973). Из многих точек в жаргалантской, как и в стратотипе байдрагской формации, найден комплекс брахиопод и мшанок, позволяющий датировать вмещающие отложения поздним визе-серпуховым возрастом (Ариунчимэг, 1995; Брахиоподы, 2003).



Тектоническое подразделение Монголии (Томуртоого, 2013):

1–4 – Северо-Монгольская складчатая система: 1 – Центрально-Монгольский массив, 2 – Озерная (1), Восточно-Прихубсугульская (2) и Баянхонгорская (3) складчатые мегазоны, 3 – Монгольско-Алтайская складчатая мегазона (террейны 1–5), 4 – Хангай-Хэнтэйская складчатая мегазона (террейны 1–6); 5–10 – Южно-Монгольская складчатая система: 5 – Хэрлэнский массив, 6 – Гобийская складчатая мегазона (террейны 1–4), 7 – Южногобийский массив, 8 – Замынудинская сутурная зона, 9 – Хатанбулагский массив, 10 – Сулинхээрская складчатая мегазона; 11–12 – разломы: 11 – Центрально-монгольский линеймент, 12 – другие разломы

Хэнтэйская группа аккреционного комплекса, выделенная в Улаанбаатарском террейне, подразделяется на следующие формации: сэргэлэн – нижний девон, горхи – средний-верхний девон, алтан-овоо – нижний карбон и оргиоч – нижний-верхний карбон.

В разных горизонтах яшмоидов формации горхи выявлено четыре дискретных комплекса радиоларий: позднесилурийский, раннедевонский, среднедевонский и позднедевонский (Kurihara et al., 2009).

Совершенно иной разрез девона и карбона наблюдается в краевых поднятиях, обрамляющих с севера и юга Хангайский и Улаанбаатарский террейны. Здесь девонские образования залегают резко несогласно на нижнепалеозойских толщах (загинская и харинская серии). Наиболее полные разрезы девона изучены по северному обрамлению Хангайского и Хархоринского террейнов, где они представлены мощной континентальной вулканической серией, с прослоями в средней части разреза морских терригенных пород с нижнедевонской фауной. Эта серия подразделяется на три свиты: наринскую вулканогенную, тарятскую терригенную и хунейскую вулканогенную. Принадлежность хунейской свиты к среднему и верхнему девону определяется положением ее между фаунистически охарактеризованными слоями нижнего девона и карбона. Морские отложения нижнего девона содержат обильную, разнообразную фауну брахиопод, названную монголо-охотской (Алексеева, Шишкина, 2001). Этой фауной охарактеризованы нижнедевонские толщи северо-восточного Китая, Северного Прибалхашья в Казахстане, Аргунской зоны в Восточном Забайкалье, Верхнеамурской зоны и бассейна р. Дел на Дальнем Востоке.

Получены новые данные по возрасту терригенно-карбонатных отложений карьера цементного завода Хутэл, по правобережью р. Орхон, ранее считавшихся венд-кембрийскими. В строении разреза выделены существенно карбонатная (известняковая) и терригенно-карбонатная пачки. В карбонатной пачке определены девонские конодонты *Panderodus* sp., *Polygnatus* sp. и живетско-раннефранский комплекс миоспор. В терригенно-карбонатной пачке найдены многочисленные скопления раковин тентакулит (S-D) и конодонты *Palmatilepis minuta minuta* Вг. Et Mehl. ($D_3fm_{1,2}$). Комплекс миоспор из нижней части этой пачки имеет позднефранско-раннефаменский возраст, из верхней – позднефаменский. Толща датирована живетом-фаменом.

В Северо-Хэнтэйском поднятии девон-каменноугольные отложения распространены в бассейне р. Харагол. Девонские породы представлены граувакковыми терригенными отложениями и вулканитами среднего состава. В глинисто-граувакковой части разреза предшествующими исследованиями (Геология МНР, 1973) была найдена фауна брахиопод среднего-позднего девона. Комплекс миоспор, выделенный из этих отложений, позволяет датировать их франским веком. Кроме этого, по р. Баянгол, левому притоку р. Харагол, нами был изучен разрез, рассматриваемый предшественниками в составе нижнепалеозойской харинской серии, представленный ритмичным чередованием терригенных и карбонатно-терригенных пород и включает четыре пачки, сменяющих друг друга вверх по разрезу. Миоспоры, установленные по всему разрезу, определяют стратиграфическую принадлежность отложений франскому ярусу верхнего девона и включены нами в состав девонской части хэнтэйской группы.

В Ононском террейне к девону отнесена монотонная песчанико-сланцевая толща общей мощностью около 3000 м, слагающая серию тектонических блоков располагающихся по краям Агинского прогиба. По составу, строению и сочетанию карбонатных фаций эти породы схожи с рифовым комплексом верхов ороченской свиты эмса-живета Багдаринской подзоны Байкало-Витимской складчатой системы Западного Забайкалья и нижней части разреза устьборзинской свиты живета-франа Агинской структурно-формационной зоны Восточного Забайкалья (Куриленко и др., 2010, Руженцев и др., 2012, Куриленко, Минина, 2015).

Основные поля развития карбона кроме Хангайского, Хархоринского и Улаанбаатарского террейнов известны в наложенных прогибах – Орхонском, Баянхонгорском и Баянцаганском (Дуранте и др., 1980). Новые данные получены по разрезу каменноугольных отложений урмугтэйульской формации по левобережью р. арын-Гол. В нижней части разреза (песчаниково-алевролитовая пачка) установлены остатки лепидофитов и миоспоры раннего карбона (турнейские). В верхней части (алевролитовая пачка) собраны многочисленные остатки криноидей, брахиопод, мшанок и выделены миоспоры.

Непрерывность разрезов девонского и каменноугольного комплекса в Хангай-Хэнтэйской зоне и содержащаяся в нем фауна и флора позволяют предположить присутствие в составе девона и карбона всех ярусов этих систем. В результате биостратиграфических исследований расширяется палеонтологическое обоснование и уточняется возрастной диапазон некоторых разрезов Хангай-Хэнтэйской зоны.

Литература

1. Kurihara T., Tsukada K., Otoh Sh., et al. 2009. Upper Silurian and Devonian pelagic deep-water radiolarian chert from the Khangai-Khentei belt of Central Mongolia: Evidence for Middle Paleozoic subduction-accretion activity in the Central Asian Orogenic Belt // *Journ. Asian Earth Sci.* 34 () 209–225.
2. Куриленко А.В., Раитина Н.И., Ядрищенская Н.Г. Новые палеонтологические находки в устьборзинской свите // *Геология и минерагения Забайкалья*. Чита: ЗабГГПУ, 2010. С. 48–51.
3. Руженцев С.В., Минина О.Р., Некрасов Г.Е. и др. Байкало-Витимская складчатая система: строение и геодинамическая эволюция // *Геотектоника*. 2012. № 2. С. 3–28.
4. Kurilenko A.V., Minina O.R. The correlation of Devonian deposits of Eastern and Western Transbaikal (eastern Russia) // *STRATA*. 2015. Ser. 1, vol. 16. IGCP-SDS Sympos. Brussels, September, 2015/

САЛАИРИДЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ: ИСТОРИЯ И СОВРЕМЕННЫЙ ВЗГЛЯД

Бабин Г.А., Шокальский С.П.

*Федеральное государственное бюджетное учреждение «Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского» (ФГБУ «ВСЕГЕИ»)
Gennadiy_Babin@vsegei.ru*

«Салаирская складчатость» впервые выделена в 1928 г. А.М. Кузьминым [1]. Им, по результатам 10-верстной геологической съемки некоторых районов Салаира, Алтая и Горной Шории, было высказано предположение о наличии перерыва и складчатости между кембрийскими и «силурийскими» (ордовикскими) отложениями. Складчатость рассматривалась как промежуточная, предшествующая каледонской, и названа салаирской. Позже М.А. Усов в истории Алтае-Саянской складчатой области (АССО) выделил восемь циклов тектогенеза [4]. Наиболее насыщенный, по его мнению, тектоническими событиями салаирский – был назван в соответствии с наименованием кембрийской складчатости, впервые намеченной А.М. Кузьминым. Цикл объединял всю совокупность тектонических движений в кембрии, включал 15 фаз и завершался гурьевской (основной – на границе среднего и верхнего кембрия) и бериккульской (дополнительной – на рубеже кембрия и ордовика) фазами тектогенеза. Выделение завершающих фаз базируется на материалах К.В. Радугина, который в разрезах среднего, верхнего кембрия и нижнего ордовика Салаирского кряжа в окрестностях горы Орлиная близ г. Гурьевска наметил перерывы в осадконакоплении и структурные несогласия, соответствующие гурьевской и бериккульской фазам складчатости [2].

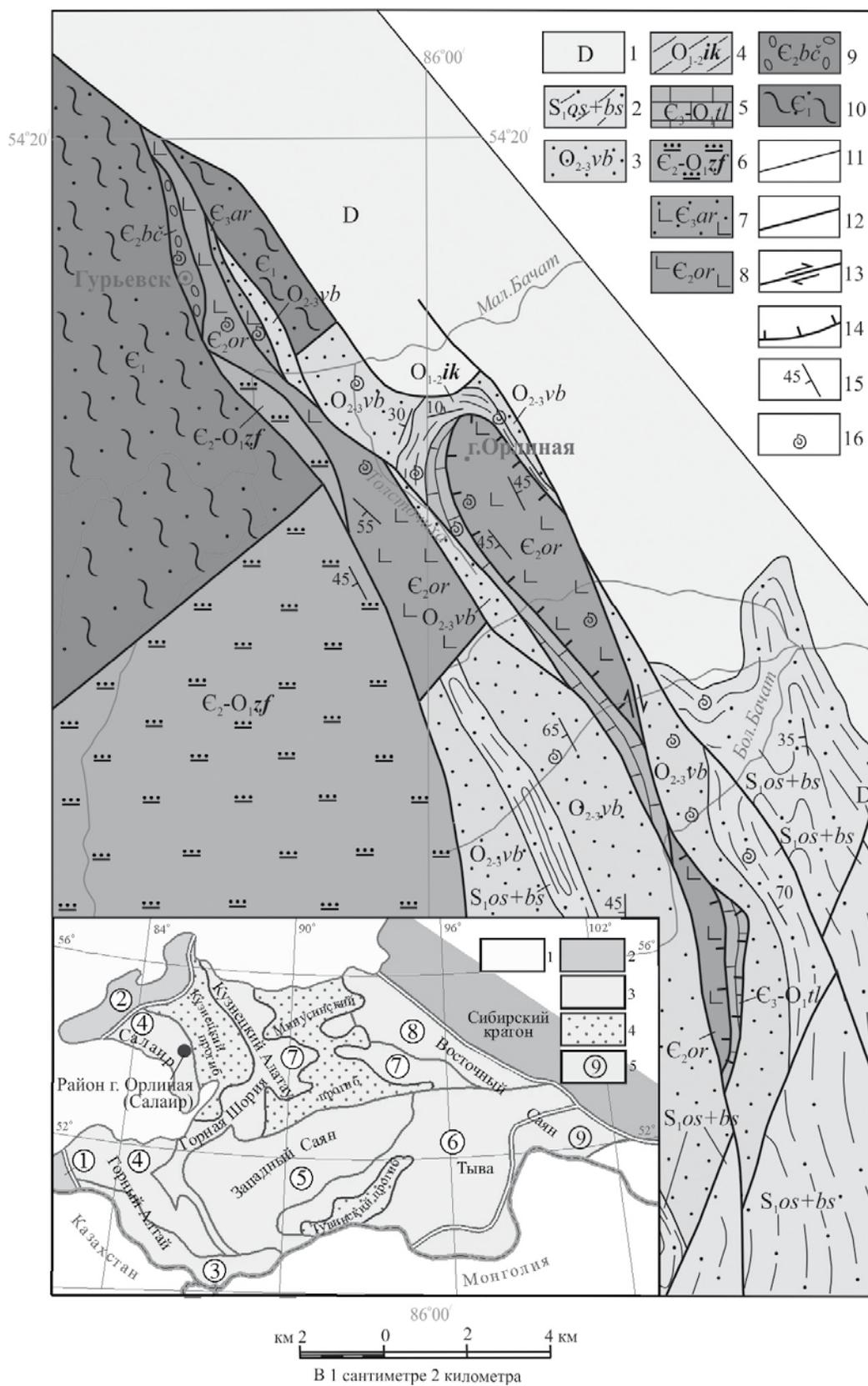
Раннепалеозойские отложения в районе горы Орлиная представлены в разрозненных обнажениях, образуют антиклинальную складку с участием вулканогенно-осадочных образований орлиногорской C_2 , известняков толсточихинской C_3-O_1 свит, граптолитовых сланцев илокарской серии O_{1-2} и терригенных осадков веберовской свиты O_{2-3} (см. рисунок). Орлиногорская антиклиналь является единственным местом на Салаирском кряже, где считаются установленными крупный перерыв между средним и верхним кембрием и резкое угловое несогласие в основании нижнего ордовика. Кроме того, только здесь и еще по р. Чумыш на юго-востоке Салаира вулканогенно-осадочные отложения верхнего кембрия–тремадока (чебуринская и краснянская свиты) замещаются известняками толсточихинской свиты того же возраста.

Перерыв и структурное несогласие между средним и верхним кембрием в связи с «салаирской складчатостью» предполагались К.В. Радугиным в основании известняков толсточихинской свиты (формации). Известняки охарактеризованы остатками трилобитов аксайского и тремадокского, а подстилающие их отложения орлиногорской свиты – майского ярусов. Фауна аюсокканского и сакского ярусов верхнего кембрия здесь не обнаружена, в связи с чем и предполагается перерыв между упомянутыми толщами, хотя их граница не обнажена и не изучена. Между тем уже в 5 км к северо-западу от горы Орлиная, в левобережье р. Мал. Бачат, установлен тектонический блок вулканогенно-осадочных пород ариничевской свиты мощностью более 500 м с «недостающей» фауной аюсокканского и сакского ярусов. А еще далее по простиранию структур на северо-запад, в районе с. Красное в едином разрезе залегают отложения с фаунистическими остатками всех биостратиграфических горизонтов в интервале от майского до тремадокского ярусов. Аналогичные, непрерывные и фаунистически датированные разрезы известны и к юго-востоку от горы Орлиная – в бассейне р. Чумыш.

Что касается структурного несогласия в основании илокарской серии O_{1-2} , то обосновывающие его материалы в опубликованных и фондовых источниках отсутствуют. Представление о ее несогласном залегании на отложениях орлиногорской C_2 и толсточихинской C_3-O_1 формаций в замковой части Орлиногорской антиклинали заимствовано из первых (1930–1940 гг.), весьма схематичных, геологических карт района горы Орлиной и до сих пор не подтверждено какими-либо дополнительными материалами. В то время как на отсутствие несогласия и перерыва в основании илокарской серии указывает близкий возраст пограничных слоев толсточихинской свиты (поздний тремадок) и илокарской серии (аренинг). А в северо-западной части кряжа, в верховьях р. Бердь, описаны непрерывные разрезы с постепенным переходом от вулканогенно-осадочной толщи с фауной тремадока (матюжихинская и чупинская свита) к алевrolитам и песчаникам с аренингскими граптолитами в основании илокарской серии [3].

Имеющийся материал, на наш взгляд, вполне определенно свидетельствует об отсутствии на Салаирском кряже в раннем палеозое крупных региональных несогласий и перерывов, наличием которых обосновывались главные фазы складчатости салаирского цикла тектогенеза. А кажущиеся несогласия и перерывы в

КОРРЕЛЯЦИЯ АЛТАИД И УРАЛИД:



Геологическое строение окрестностей г. Орлиная (Салаир) (фрагмент Госгеолкарты-200/2, листы N-45-XIV, XV, с изменениями):

1 – девонские карбонатно-терригенные отложения; 2 – оселкинская и баскусанская свиты объединенные: песчаники, алевролиты, сланцы, известняки; 3 – веберовская свита: песчаники, алевролиты; 4 – илокарская серия: темно-серые глинистые и кремнистые граптолитовые сланцы и алевролиты (карастунская свита), внизу зеленые известковистые песчаники, алевролиты и аргиллиты (иловатская свита); 5 – толсточихинская свита: светлые известняки, в основании пачка (20-25 м) брекчиевых известняков и конгломератов; 6 – зелено-фиолетовая серия: ритмичное переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов; 7 – ариничевская свита: вулканы основного и среднего состава, вулканогенно-осадочные породы; 8 – орлиногорская свита: лавы, туфы и туффиты основного и среднего составов, вулканогенно-осадочные и терригенные породы, горизонты известняков; 9 – бачатская свита: конгломераты и гравелиты; 10 – нижнекембрийские отложения (гавриловская, печеркинская и анчешевская свиты): плагиориолитоиды, базальты, их туфы и туффиты, вулканогенно-осадочные и терригенные породы, известняки; 11 – геологические границы; 12 – разломы без разделения по морфокинетическим признакам; 13 – сдвиги; 14 – надвиги; 15 – наклонное залегание слоев, 16 – места сборов органических остатков.

На врезке – обзорная схема тектонического районирования Алтае-Саянской складчатой области: 1 – Западно-Сибирская мезозойско-кайнозойская плита; 2 – Обь-Зайсанская герцинская складчатая область, складчатые системы: Рудно-Алтайская (1) и Колывань-Томская (2); 3 – Алтае-Саянская складчатая область, складчатые системы: Монголо-Алтайская (3), Салаиро-Алтайская (4), Западно-Саянская (5), Тувинская (6), Кузнецко-Саянская (7), Восточно-Саянская (8); 4 – нижнекаменноугольно-пермские прогибы; 5 – Саяно-Байкальская складчатая область байкалитид, Тувино-Монгольская складчатая система

окрестностях горы Орлиная, по-видимому, обусловлены надвигом в подошве орлиногорской свиты E_2 (см. рисунок). Современная изученность разрезов Салаира в интервале от нижнего кембрия до девона свидетельствует о том, что они являются наиболее полными в Алтае-Саянской области. Перерывы носят кратковременный и локальный характер. Несогласия стратиграфические. Интрузивные образования отсутствуют.

В тоже время установлено, что активные тектонические процессы в конце кембрия – начале ордовика, которые обычно рассматривают в качестве салаирской складчатости, наиболее заметно и полно проявлены в восточных районах АССО. В Кузнецком Алатау, Восточном Саяне и Туве в интервале от майского века среднего кембрия до ордовика фиксируется несколько этапов тектонических деформаций, сопровождавшихся гранитоидным магматизмом и завершившихся консолидацией структур и орогенезом. На западе, в Салаирском крае, Горном Алтае и Западном Саяне, отражением этих событий явились кратковременные перерывы седиментации, обусловленные периодической осцилляцией береговой линии осадочного бассейна.

В силу указанных обстоятельств употребление терминов «салаирский цикл», «салаирская складчатость» и «салаириды» применительно к кембрийским тектоническим событиям в АССО представляется неправомерным. Предлагается отказаться от «салаирской» терминологии, а всю совокупность упомянутых тектонических процессов обособить в качестве раннего этапа каледонского тектонического цикла, завершившегося раннекаледонской складчатостью и интрузивным магматизмом. Тектонотипом ранних каледонид Алтае-Саянской области могут служить структуры Горной Шории и Кузнецкого Алатау. Здесь располагаются представительные разрезы, характеризующие весь набор тектонических обстановок АССО в интервале от позднего венда до ордовика включительно. Максимально полно проявлен интрузивный магматизм, сопровождающий тектонические деформации в среднем кембрии – ордовике, детально изучены и охарактеризованы молассы, завершающие раннекаледонский цикл.

Литература

1. Кузьмин А.М. Материалы к стратиграфии и тектоники Кузнецкого Алатау, Салаира и Кузнецкого бассейна // Изв. Сиб. отд. Геол. ком. 1928. Т. VII, вып. 2. С. 1–48.
2. Радугин К.В. Разрез древнего палеозоя в районе г. Гурьевска, близ г. Орлиной // Изв. Сиб. отд. Геол. ком. 1926. Т. V, вып. 5. С. 23–28.
3. Свиридов В.Г., Курбангалеева Х.Ш. Материалы стратиграфии кембро-ордовикских-нижнесилурийских отложений северо-западной части Салаира // Геология и полезные ископаемые юга Зап. Сибири. Новосибирск: Наука, 1988, с. 134–138.
4. Усов М.А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск: Изд. Зап.-Сиб. Геол. треста. 1936. 209 с.

ГЕОДИНАМИКА И МАГМАТИЗМ МЕДНО-МОЛИБДЕН-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИБИРИ И МОНГОЛИИ

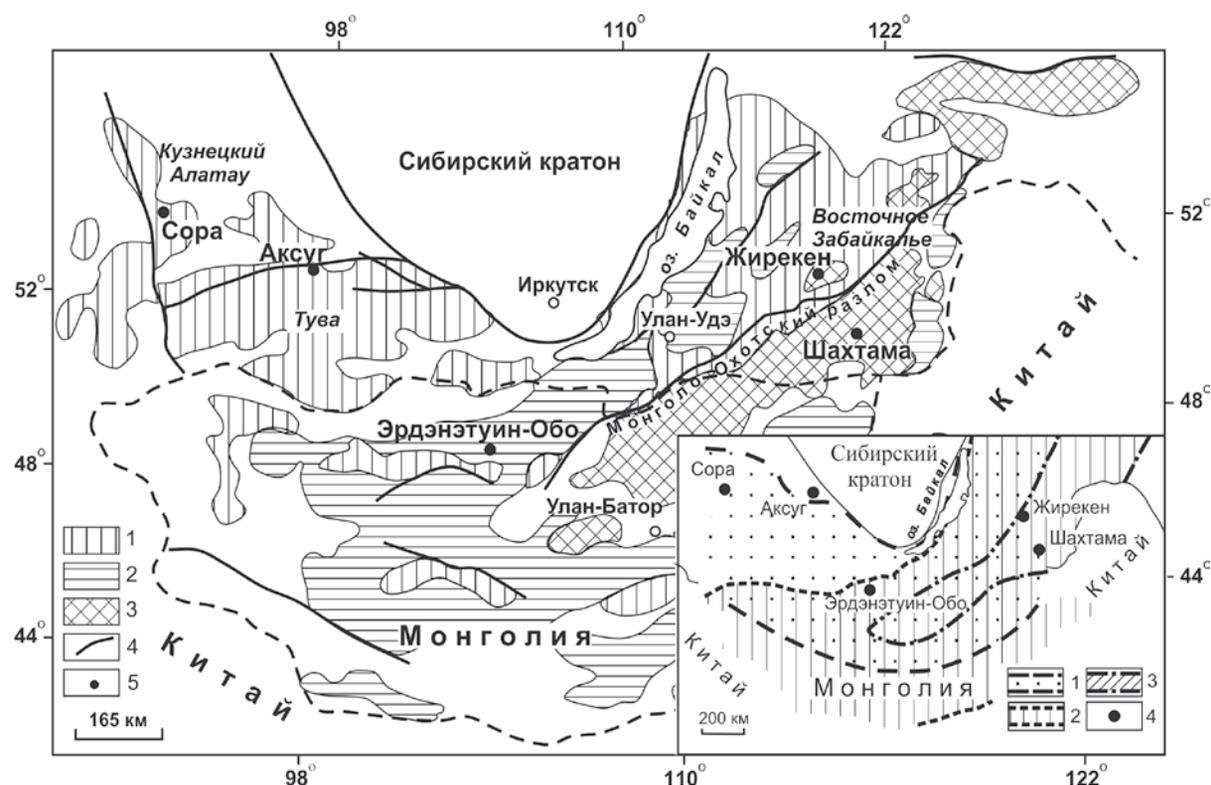
Берзина А. П., Берзина А. Н., Гимон В. О.

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

Медно-молибден-порфировые месторождения Сибири и Монголии сформировались в палеозое и мезозое. Они локализованы в трансрегиональных магматических поясах, протягивающихся вдоль южной окраины Сибирского континента, ассоциируя с субдукцией плиты Палеоазиатского океана в раннем палеозое [1], западного залива Монголо-Охотского океана в позднем палеозое [2] и коллизией Сибирского и Монголо-Китайского континентов при закрытии центральной части Монголо-Охотского океана в юре [3].

Распространение магматических поясов в Сибири и Монголии контролировалось последовательным смещением западного фланга Палеоазиатского и Монголо-Охотского океанов на восток. Следствием этого явилось широкое развитие в регионе на западе раннепалеозойского, в центре ранне- и позднепалеозойского, на востоке ранне-, позднепалеозойского и позднемезозойского магматизма (см. рисунок). В раннепалеозойском поясе экономически важное оруденение локализовано в его северо-западной части в пределах Кузнецкого Алатау и Тувы. Наиболее крупные месторождения – Мо-порфировое Сора в Кузнецком Алатау и Си-порфировое Аксуг в Туве. С позднепалеозойским магматизмом ассоциируют Си-Мо-порфировые месторождения Северной Монголии, среди которых наиболее крупное Эрдэнэтуин-Обо. С мезозойским магматизмом связана Мо-порфировая минерализация Восточного Забайкалья. Наиболее изучены месторождения Жирекен и Шахтама.

Месторождения Кузнецкого Алатау, Тувы, Северной Монголии и северной части Восточного Забайкалья (севернее Монголо-Охотского линеймента) локализованы в террейнах, аккрецированных к Сибирскому



Ареалы распространения палеозойского и мезозойского магматизма Сибири и Монголии и положение в них Си-Мо-порфировых месторождений:

1 – раннепалеозойского, 2 – позднепалеозойского, 3 – мезозойского; 4 – разломы, 5 – месторождения. На врезке – границы ареалов: 1 – раннепалеозойского, 2 – позднепалеозойского, 3 – мезозойского; 4 – месторождения

континенту в кембрии [4]. Месторождения Сора и Аксуг расположены в террейнах, в составе которых значительную роль играют океанические, окраинно-морские и островодужные комплексы раннего палеозоя [5]. В Кузнецком Алатау в составе островодужного магматического комплекса доминируют бимодальные вулканы повышенной щелочности умеренно натриевого уклона [6, 7]. При аккреции островной дуги к Сибирскому континенту формировались гранитоидные плутоны пестрого состава (от габбро до лейкогранитов) [8]. В отличие от Кузнецкого Алатау островодужный комплекс Тувы представлен вулканитами дифференцированной базальт-андезит-риолитовой серии пониженной щелочности натриевого уклона. В плутонах аккреционно-коллизийного этапа преобладают породы повышенной основности и низкой щелочности (преимущественно диориты и тоналиты) [9].

Позднепалеозойский магматический пояс Северной Монголии, формировавшийся в условиях активной континентальной окраины, представлен известково-щелочными дифференцированными вулканитами нормальной и повышенной щелочности. Гранитоидные плутоны сформировались при закрытии западного залива Монголо-Охотского океана [2]. Фундамент пояса включает ранне-среднепалеозойские магматические комплексы, близкие по формационному составу к таковым Тувы [9]. Гранитоидные плутоны Северной Монголии относительно Тувы характеризуются повышенной щелочностью натриевого уклона и преобладанием в их составе более дифференцированных пород (преимущественно амфибол-биотитовых гранодиоритов).

В Восточном Забайкалье мезозойский магматизм, проявившийся в разных структурно-формационных зонах, существенно различается по составу. Северный сегмент пояса (к северу от Монголо-Охотского линеймента) относится к Сибирскому континенту, южный к Монголо-Китайскому [3] или Амурии [4]. В отличие от магматических поясов Тувы и Северной Монголии мезозойский пояс Восточного Забайкалья наложен на континентальную окраину с докембрийским фундаментом. Ранне- и позднепалеозойские магматические комплексы, широко распространенные в северной части мезозойского пояса, по формационному типу близки к разновозрастным образованиям Северной Монголии [9]. Южная часть Восточного Забайкалья, в отличие от северной, с венда по карбон развивалась в режиме пассивной континентальной окраины [3], что фиксируется развитием мощных осадочных толщ. Субдукция плиты Монголо-Охотского океана под Монголо-Китайский континент и развитие магматизма активной континентальной окраины происходили в позднем карбоне-ранней перми. В раннем мезозое в регионе установился окраинно-морской режим, который продолжался до средней юры [3].

Медно-молибденовое оруденение тесно ассоциирует с малыми интрузиями порфировых пород, локализованных в гранитоидных плутонах. Возраст оруденения омолаживается с запада на восток от силуро-девонского в Кузнецком Алатау и Туве до пермо-триасового в Монголии и позднеюрского в Восточном Забайкалье. Становление малых интрузий проявляется близко по времени с развитием постколлизийного (рифтогенного) магматизма в регионе, несколько предшествуя последнему, что позволяет связывать развитие рудоносного порфирового комплекса с изменением геодинамической обстановки региона.

Площади развития Cu-Mo-порфировых месторождений представляют собой центры длительной многоактивной магматической деятельности. Выделяются три интрузивных комплекса. Ранний плутоногенный (вмещающий) комплекс представлен крупным гранитоидным плутоном, в котором локализованы малые интрузии (штоки и дайки) рудоносного порфирового и пострудного комплексов, становление которых произошло при геодинамических режимах соответственно коллизийном, постколлизийном (переходном к рифтогенному) и рифтогенном. В составе плутонов и малых интрузий доминируют гранитоиды, но постоянно отмечаются мафиты в виде останцов среди гранитоидов и небольших массивов за пределами плутона. Породы повышенной основности характерны для месторождений Аксуг, Сора и Эрдэнэтуин-Обо, локализованных в аккреционно-коллизийных структурах. Такие породы менее распространены на месторождениях Жирекен и Шахтама, формировавшихся в зонах коллизии Сибирского и Монголо-Китайского континентов. Интрузивные образования рассматриваемых месторождений существенно различаются по составу, но в пределах каждого месторождения плутоногенный и порфировый комплексы представлены породами, близкими по составу и петрогеохимическим характеристикам. Комплексы характеризуются также однотипными гидротермальными изменениями и общей рудной специализацией, но при этом разномасштабным оруденением: бедным и богатым (промышленным), ассоциирующим соответственно с плутонами и порфирами.

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

Литература

1. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геологическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 8–28.
2. Ярмлюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1305–1320.
3. Зорин Ю.А., Беличенко В.Г., Рутштейн И.Г., Зорина Л.Д., Спиридонов А.М. Геодинамика западной части Монголо-Охотского складчатого пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 11. С. 1578–1586.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра. Кн. 1. 1990. 328 с.
5. Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, №1. С. 63–81,
6. Довгаль В.Н., Широких В.Н. История развития магматизма повышенной щелочности Кузнецкого Алатау. Новосибирск: Наука, 1980. 216 с.
7. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г., Борисов С.М. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2000. 187 с.
8. Кузнецов Ю.А., Богнибов В.И., Дистанова А.Н., Сергеева Е.С. Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау. М: Наука, 1971. 352 с.
9. Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Забайкальского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, №11. С. 1545–1562.

ТЕКТОНИКА И СТАДИЙНОСТЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ БАРИТ-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗМЕИНОГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

Бестемьянова К. В., Гринев О. М.

Томский государственный университет, г. Томск
tomskgrom@yandex.ru

В ходе изучения геологии Змеиногорского рудного района, а также Змеиногорского, Зареченского и Стрижковского месторождений и ряда рудопроявлений, принадлежащих к Au-Ag барит-полиметаллическому типу, установлено, что рудные объекты приурочены к Карамышевской и Рудничной купольным вулканотектоническим морфоструктурам. Формирование морфоструктур начиналось в раннем девоне, а заканчивалось в эйфеле. В строении рудных полей и рудных тел месторождений четко прослеживается доминирующий структурный фактор [1], свидетельствующий о том, что в ходе рудогенеза конца эмса–эйфеле обстановка многократно менялась со сжатия на растяжение, формируя и усложняя строение рудных полей и вертикальный рудной колонны, и приводя в соприкосновение ювенильные рудоносные гидротермы и приповерхностные метеорные воды.

В совокупности эти процессы обусловили основные особенности проявления оруденения данного типа: многоэтапный и полистадийный характер рудного процесса; значительный вертикальный размах оруденения, минералого-геохимическую зональность, значительные вариации изотопно-геохимического состава серы, повышенную благороднометаллоносность.

Барит-полиметаллические месторождения Змеиногорского рудного района, согласно данным предшественников [4], характеризуются наличием в вертикальных рудных колоннах нескольких типов руд, последовательно, сменяющих друг друга (снизу вверх по разрезу): колчеданно-полиметаллические (существенно медные), встречающиеся преимущественно в нижнепалеозойских толщах разреза [3]; полиметаллические (среди которых можно выделить существенно цинковые, существенно свинцовые или же смешанные свинцово-цинковые); барит-полиметаллические (существенно баритовые). Основные рудные минералы: пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, второстепенные блеклые руды, борнит, халькозин, акантит, самородное золото, электрум, амальгамы золота и серебра.

Процесс рудообразования носил сложный полиэтапный и полистадийный характер. При этом процессом, предшествующим этапу отложения основной рудной массы, являлся процесс метасоматического или околорудного изменения вмещающих пород с образованием кварц-хлорит-серицитовых, кварц-хлоритовых и кварц-серицитовых пород. В минералогическом плане особенностью околорудноизмененных пород изученных месторождений является наличие в них редкоземельной минерализации [2].

В изученных барит-полиметаллических рудах выделено два этапа рудообразования и пять основных минеральных комплексов (ассоциаций). Первый этап рудообразования был, по – видимому, кратковременным, по времени образования соответствовал концу эмса–началу эйфеля (D_1), но характеризовался интенсивным проявлением тектонических движений.

Минеральный комплекс первого этапа минералообразования представлен пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом (здесь и далее минералы указаны в порядке выделения и распространения). Для первого минерального комплекса весьма характерны брекчиевые и вкрапленные текстуры, структуры дробления, замещения (сульфиды, образованные в этот этап зачастую замещаются сульфидами второго этапа). Руды первого этапа слагают не больше 10–15 % от общего объема оруденения.

Второй этап рудообразования был наиболее длительным и продуктивным, здесь происходило отложение около 80 % руд. По времени образования он, вероятно, приходился на эйфель (D_2) и сопровождался тектоническими син- и пострудными подвижками с оживлением разломов и зон трещиноватости.

Первый минеральный комплекс (первой стадии второго этапа) сложен халькопиритом, сфалеритом, галенитом и в меньшей степени пиритом. Для второго этапа в целом характерны текстуры: вкрапленная, прожилково-вкрапленная, прожилковая, массивная; структуры – неравномернозернистая, мелко-, средне- и крупнозернистая, эмульсионная, колломорфная, коррозионная, дробления, смятия в меньшей степени замещения.

Химический состав сульфидных минералов, входящих в комплексы (определен на растровом электронном микроскопе «VGA II LMU» совмещенном с энергодисперсионным спектрометром (Oxford INCA Energy 350) в «Аналитическом центре геохимии природных систем» НИ ТГУ). Согласно полученным данным содер-

жания элементов в минералах составляет (мас. %): халькопирит: Cu – 35,1; Fe – 29,76; S – 34,26; сфалерит: Zn – 64,98; S – 35,02; галенит: Pb – 86,06; S – 13,8. Определения изотопного состава серы сульфидов проводились в лаборатории стабильных изотопов ДВГИ ДВО РАН, г. Владивосток ($\delta^{34}\text{CDT}$ ‰). Согласно полученным данным средний изотопный состав сульфидов первого комплекса характеризуется следующими значениями: для пирита – 0,2 ‰, для халькопирита – 0 ‰, для галенита – +0,5 ‰, для сфалерита – 1,2 ‰.

В минеральном комплексе первой стадии второго этапа были выбраны две пары сульфидов, по которым был произведен расчет температур, основанный на близко одновременном их образовании и равновесии условий отложения, определившим стабильное фракционирование изотопов серы. Согласно изотопным данным, на основе которых по методике [5] были рассчитаны примерные температуры минералообразования данного комплекса, для пары пирит II/халькопирит II температура соответствует 300–340 °С; для пары сфалерит II/галенит II – 300–320 °С.

Второй минеральный комплекс второго этапа (отвечает наиболее длительной стадии) сложен баритом, сфалеритом, галенитом, халькопиритом, тетраэдритом, арсенопиритом, акантитом. Средний химический состав основных сульфидов (мас. %): сфалерит: Zn – 64,16; Fe – 0,29; Cd – 1,28; S – 34,27; галенит: Pb – 85,84; Se – 1,05; Fe – 0,72; S – 13,23; халькопирит: Cu – 33,78; Fe – 31,12; S – 34,81; тетраэдрит: Cu – 38,66; Fe – 1,21; Sb – 23,75; As – 4,32; Zn – 7,34; S – 24,72. К концу данной стадии в тетраэдрите отмечаются содержания серебра вплоть до 17 %.

Средний изотопный состав серы сульфидов второго комплекса второго этапа: халькопирит – 1,9 ‰, галенит – 3,4 ‰, сфалерит – 2,3 ‰, тетраэдрит – 3,7 ‰. Для данного комплекса для расчета температур минералообразования выбрана пара сфалерит – галенит, расчет которой соответствовал 280–320 °С.

Третий минеральный комплекс второго этапа сложен борнитом, теннантитом, халькозином, в меньшей степени галенитом. Средний химический состав основных сульфидов (мас. %): борнит: Cu – 62,86; Fe – 11,36; S – 25,51; теннантит: Cu – 40,34; As – 15,47; Sb – 5,96; Zn – 7,0; Fe – 0,63; S – 30,98; галенит: Pb – 85,17; S – 14,72; халькозин: Cu – 78; S – 19,8; Ag – 2,2. Средний изотопный состав серы сульфидов четвертого комплекса: теннантит – 12,8 ‰, борнит – 8,9 ‰.

Четвертый минеральный комплекс второго этапа сложен преимущественно не рудными минералами, а именно: кварцем, баритом, кальцитом, гематитом и гипсом. Минералы, слагающие комплекс, выполняют трещины, прожилки, а также полости растворения.

Выводы

1. Согласно полученным данным изученные руды имеют сложное двухэтапное и полистадийное образование. При этом первый этап скорее имел колчеданно-полиметаллический профиль; его формирование происходило в обстановке смены пассивного сжатия на более интенсивное растяжение территории (конец эмса–начало эйфеля). Второй этап был более интенсивным и долговременным и полистадийным, при этом 80 % руд изученных месторождений образовывались во втором этапе минералообразования, носившего барит-полиметаллический профиль. По-видимому, стадиям рудообразования этого этапа соответствовали многократные импульсы тектонической активизации (смена растяжений сжатиями).

2. Наиболее значимой как в минералогическом, так и промышленном плане является вторая стадия второго этапа, где наряду с основными сульфидами (галенитом, сфалеритом, халькопиритом, тетраэдритом, арсенопиритом) происходило выделение акантита, электрума, амальгам золота и серебра, гессита, штрмейерита, ялпаита, а также самородного теллура.

3. Изученные вариации изотопного состава серы сульфидов, входящих в выделенные минеральные комплексы говорят о неоднородности источника рудного вещества, имевшего мантийно – коровый характер. Так, в процессе рудообразования (от начальных стадий к конечным) происходила смена доминирующего мантийного источника начальной стадии этапа на существенно коровый, к концу рудного процесса. Природа коровой составляющей может быть гетерогенной, как за счет заимствования серы из вмещающих осадочных толщ, так и за счет метеорных вод, учитывая приповерхностный (вулканотектонический) тип гидротермально- метасоматических рудных систем.

4. Температура характеризовалась скачкообразным изменением, так в начале второго этапа она характеризовалась значениями от 300 до 340 °С, далее к средним стадиям опускалась до 280 °С и вновь поднималась до 320 °С, что может быть связано с поступлением свежих порций растворов в минералообразующую систему.

Литература

1. Гринев О.М., Бестемьянова К.В. К вопросу о структурно-тектоническом контроле барит-полиметаллического оруденения Змеиногорского рудного района (Рудный Алтай) // *Вопр. науки*. 2015. Т. 2. С. 13–17.
2. Бестемьянова К.В., Гринев О.М. Минеральный состав околорудных метасоматитов барит-полиметаллических месторождений Змеиногорского рудного района (Рудный Алтай) // *Четвертая Российская молодежная школа с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования»*. Москва: ИГЕМ РАН, 2014. С. 67–72.
3. Бестемьянова К.В. Минералого-геохимическая характеристика вкрапленных медных руд Стрижковского месторождения (Рудный Алтай) // *Вопр. естествознания*. 2015, № 3(7). С. 13–16.
4. Чекалин В.М., Королев Г.Г. Геолого-генетическая модель Среднего и Зареченского месторождений полиметаллических руд на Рудном Алтае // *Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций*. Новосибирск: Наука, 1988. С. 89–99.
5. Seal R.R. Sulfur isotope geochemistry of sulfide minerals // *Mineralogy and Geochemistry*. 2006. Vol. 61. P. 633–677.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОЛОВО-ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРДОЯК НАРЫМСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Бисатова А.Е.^{1,2}, Айтбаева С.С.¹, Садвакасова Г.Е.¹, Дьячков Б.А.^{1,3}

¹*Восточно-Казахстанский государственный технический университет им. Д. Серикбаева,
г. Усть-Каменогорск, bisatova.ainelya@mail.ru*

²*ТОО «Геологоразведочная компания «Тоназ», г. Усть-Каменогорск*

³*Алтайский геолого-экологический институт, г. Усть-Каменогорск*

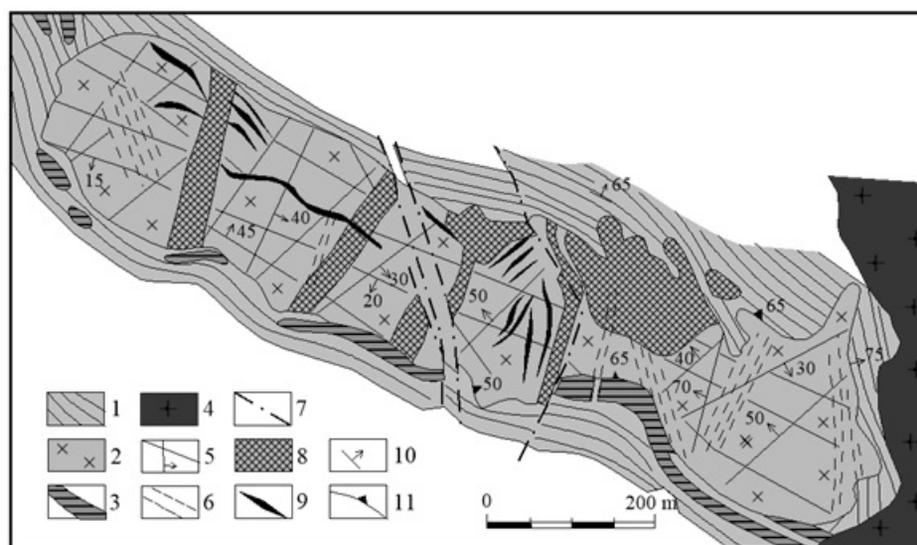
В настоящее время изучение рудоносности плагиогранитов кунушского комплекса и связанного с ними оруденения привлекает интерес многих исследователей. Кунушский комплекс (С₃) объединяет гипабиссальные малые интрузии плагиогранитов, гранодиоритов и дайки порфирирового облика, сформированные в герцинский цикл в коллизионной геодинамической обстановке в Калбинском регионе. В Западно-Калбинской зоне с ними генетически связано золотое оруденение. В Калба-Нарымской зоне с этими образованиями пространственно ассоциирует наложенное редкометалльное оруденение (Ta, Nb, Li, Sn, W) [1].

Месторождение Чердоjak является примером наложенного Sn-W-оруденения на плагиограниты кунушского комплекса. Это грейзеново-кварцевожильное олово-вольфрамовое месторождение находится в Восточно-Казахстанской области, в 180 км на юго-восток от областного центра г. Усть-Каменогорск. Открыто в 1934 г. П.К. Каликом. В изучении и разведке месторождения принимали участие П.К. Коровин, Н.Н. Буданов, Т.А. Миненко, Г.Н. Щерба и другие исследователи. Структура рудного поля более детально изучена В.В. Чернышевым и Г.И. Петровым, а вопросы минералогии охарактеризованы М.Ф. Стрелкиным (1941) под руководством В.В. Маклецова в 1956 г. Произведен подсчет запасов олова и вольфрама. Интрузивные породы на раннем этапе изучения месторождения описаны в работах Г.Н. Щербы (1957) и Б.М. Руденко (1957). В более поздние годы исследование этого месторождения проводили В.А. Филиппов, Б.А. Дьячков, И.Н. Воронцов, Н.П. Майорова и др. Характеристика месторождения приводится по материалам предыдущих исследователей и новым результатам лабораторных работ.

Месторождение расположено в Нарымском рудном районе Калба-Нарымской металлогенической зоны. Пространственно приурочено к западной экзоконтактной зоне Нарымского гранитоидного массива пермского возраста, который имеет меридиональное простирание и прорывает тонкослоистые песчаниково-алевролитовые отложения такырской свиты (D₃). Модель формирования месторождения связывается с тектоническим воздействием Нарымского гранитоидного плутона на более ранний Кунушский массив плагиогранитов. Плагиограниты здесь подверглись трещинно-разрывным деформациям и испытали контактово-метасоматические преобразования (графитизация, грейзенизация, окварцевание) с концентрацией рудного вещества (Sn, W, Be, As и др.) В рудоотложение вовлекались рудогенные компоненты (Sn, W, В, F, H₂O), привносимые флюидными потоками калбинских гранитов при встречной миграции элементов из вмещающих осадочных пород и плагиогранитов (Ca, Mg, Na, С и др.). Последние здесь (вместе с ранними крупными кварцевыми жилами) выступали в роли своеобразных трещинных структурно-литологических ловушек или геохимических барьеров для концентрации наложенного редкометалльного оруденения. Рудные тела непосредственно локализируются в тектонически нарушенном массиве плагиогранитов, отделяющимся от гранитоидного плутона тонкой перемычкой сланцев такырской свиты мощностью 10–20 м (см. рисунок).

Кунушский массив ориентирован в северо-западном направлении (303–315°), имеет форму плитообразного тела (размером 1000×120–200 м) с падением на северо-восток под углами 65–75° (в сторону Нарымского плутона). Активное контактное воздействие гранитоидного плутона на более ранний массив плагиогранитов выразилось в их повышенной трещиноватости и катаклазе, смятии, графитизации и грейзенизации (Щерба, 1957; Дьячков и др., 1994). Интенсивные деформации нарушили целостность жестких плагиогранитов и подготовили их для последующего проникновения рудоносных растворов. Это способствовало концентрации в плагиогранитах наложенного олово-вольфрамового оруденения, генетически связанного с пермскими гранитами, и формированию рудных тел штокверковой и жилообразной формы, образовавших комбинированную жильно-штокверковую структуру месторождения.

Рудовмещающими породами рассматриваемого месторождения являются среднезернистые биотитовые плагиограниты кунушского комплекса. Внешне – это породы темно-серой и черной (за счет графитизации) окраски с вкрапленниками белого призматического плагиоклаза и мелкими ксенолитами графитизированных сланцев. Средний количественно-минеральный состав: плагиоклаз №25 (63,1 %), кварц (27,6 %), калиевый



Схематическая геологическая карта месторождения Чердожак [2]:

1 – сланцы такырской группы; 2–3 – кунушский комплекс (СЗ): 2 – метаморфизованные плагиограниты, 3 – плагиогранит-порфиры; 4 – биотитовые граниты калбинского комплекса; 5 – система трещин; 6 – зоны сдвига; 7 – разломы; 8 – рудоносные штокверки; 9 – кварцевые жилы; 10 – слоистость по простиранию и падению; 11 – азимуты падения поверхности контактов интрузий плагиогранитов

полевой шпат (2,7 %), биотит (5 %), акцессории – мусковит, хлорит и другие минералы (1,6 %). Плагиограниты частично или полностью перекристаллизованы и имеют мелкозернистую основную массу. Слабоизмененные разности плагиогранитов содержат ильменит, апатит, в них привнесены турмалин, флюорит, шеелит и касситерит.

На месторождении преобладают жилы, жилообразные тела и штокверки. Главные рудные тела приурочены к висячему боку плагиогранитов и контролируются наложенной системой трещиноватости северо-восточного и северо-западного направлений. Кварцевые жилы образуют вытянутую плитообразную форму, мощность их составляет 0,1–2,0 м, длина от 20–60 до 200 м. Рудоносные штокверки имеют главное значение. Месторождение разведано буровыми скважинами и горными выработками. По данным разведки запасы олова составили 1061 т, триоксида вольфрама – 1795 т при среднем содержании в балансовых рудах – Sn – 0,11%, WO_3 – 0,19 %, а в забалансовых – Sn – 0,05 %, WO_3 – 0,13 %. Оно эксплуатировалось до 1958 г., в настоящее время законсервировано. В рудах обнаружено 34 минерала, главные из них – кварц, турмалин (шерл), арсенопирит, шеелит и касситерит с аномальным содержанием In (до 82,96 г/т). Широко проявлена графитизация плагиогранитов.

Месторождение Чердожак сопоставляется с известными грейзеново-кварцевожилыми месторождениями Центрального Казахстана, Узбекистана, Дальнего Востока, Рудных гор и других регионов (Щерба и др., 1988; Гавриленко и др., 1992; Stemprok, 1993). Общей закономерностью для них является наложенность редкометалльного оруденения на более древние породы за счет интрузий гранитного состава, сформировавшихся в несколько этапов. Устойчивый кварц-турмалин-шеелит-арсенопирит-касситеритовый парагенезис руд, жильно-штокверковая морфология рудных тел и данные разведочных работ показывают, что на месторождении Чердожак вскрыта только средняя часть рудоносной зоны. Благоприятная позиция плагиогранитов в экзоконтакте рудогенерирующего источника позволяет прогнозирование новых рудоносных кварцевых штокверков. Поэтому месторождение рекомендуется для дальнейшего изучения с обоснованием возможности извлечения кроме Sn, W, попутных компонентов (PЗЭ, Nb, Mo, In).

Литература

1. Дьячков Б.А. О соотношении кунушского комплекса Калбы и редкометалльного оруденения / Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области. Алма-Ата: Наука, 1981. С. 165–171.
2. Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Металлогения Рудного Алтая и Калбы. Алма-Ата: Наука, 1984. 240 с.

**ПОЗДНЕОРОГЕННЫЙ И ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ В ФУНДАМЕНТЕ
ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА**

Бочкарев В. С.

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

В доюрском фундаменте Западно-Сибирской геосинеклизы четко выделяются кислые магматиты позднеорогенного этапа – гранитоиды и синхронные им риолиты рогожниковской серии, а также внутриплитные базальтоидные вулканиды двух типов: трапповые – красноселькупской серии, часто связываемые с Сибирским суперплюмом [1, 2, 3] и имеющие абсолютный возраст около 253–248 млн лет, и второй этап – эпиорогенные базальтовые сэндвичи туринской серии с возрастом 245–200 млн лет [4]. Вулканиды красноселькупской серии выполняют узкие до 60 км ширины вулcano-тектонические депрессии – Коротчаевскую, Светлогорскую, Лекосскую, Малохетскую. Они распространены на севере и крайнем юго-востоке Западной Сибири, где они как бы смыкаются с траппами Енисейского кряжа, Минусинской впадины и Кузнецкого прогиба. Эти площади и зоны разделены горстами (?) палеозойского и докембрийского сложения. Коротчаевская вулканотектоническая депрессия в Уренгойском нефтегазоносном районе с запада ограничена трахиандезит-трахибазальтовым наземным вулканическим поясом, U-Pb возраст которого по цирконам из скв. Уренгойская 414 относится к раннему ордовики и имеет конкордантную датировку $477,8 \pm 4,3$ млн лет [5]. Еще западнее вскрыты девонские и силурийские известняки на Юбилейной (скв. 200) и Ямсовейской (скв. 98) площадях, а также филлиты и зеленые слюдястые сланцы с U-Pb возрастом в 525,6 млн лет (Медвежья, 1001).

Коротчаевская депрессия с востока отделена от Светлогорской полосой из палеозойских пород, вскрытых под юрой на Южно-Русской (скв. 21 и 24), Светлогорской (скв.308) и Ютырмальской (скв.15) площадях.

Траппы красноселькупской серии, о которых речь шла выше, петрохимически сходны с траппами Сибирской платформы и по РЗЭ имеют специфику в виде европейского минимума и преобладания в разрезе низкокалиевых типов. По изотопно-гелиевому параметру они резко отличаются от плюмового магматизма, например, Исландии (табл. 1) и должны считаться глубоководными. Огромное число глубоких информативных скважин на севере Западной Сибири ясно доказывают отсутствие площадного или покровного залегания траппов.

К юго-западу от области распространения красноселькупской серии развиты осадочно-вулканогенные толщи туринской серии, выполняющие более 100 рамповых грабенов. Туринская серия, как выяснилось недавно, впервые была обнаружена и описана как новая «трахитовая» формация в Зауралье по рекам Исеть и Синара еще в 1833 г. Г. Чайковским [6]. Она имеет трехчленное строение с преобладанием в нижней части конгломератов (биткуевская и ярская свиты), в средней части – известково-щелочных и, реже, толеитовых базальтов, рассеченных местами дайками риолитов с U-Pb возрастом 235 ± 2 млн лет [7]. В верхней части преобладают угленосные отложения, также с риолитами (омская, конитлорская, чернышевская свиты).

Таблица 1

Изотопно-гелиевая характеристика Р–Т-параметров Западной Сибири и Исландии

Объект	Ен-Яхинская СГ-7*		Тюменская СГ-6**		Исландия***	
	глубина, м	$^3\text{He}/^4\text{He}$	глубина, м	$^3\text{He}/^4\text{He}$	глубина, м	$^3\text{He}/^4\text{He}$
Чехол	6800	$60 \cdot 10^{-8}$	5870–5878	$58,5 \cdot 10^{-8}$	–	–
	–	–	5878–5768	$56,5 \cdot 10^{-8}$	–	–
Траппы	7024–7183	$7,7 \cdot 10^{-8}$	6600...6655	$16 \cdot 10^{-8}$	0	$4 \cdot 10^{-5}$

Источники:

* Карасева Т.В. и др. Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2009. № 6. С. 20–30;

** Титова Г.И. и др. Геология, геофизика и разработка нефтяных месторождений. 2005. № 3–4. С. 76–81;

*** Красный Л.И. Глубинные восходящие (фидерные) структуры и их минерогения. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2003. 32 с.

Таблица 2

Химический состав траппов Западной Сибири (красноселькупская серия)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП
1	50,25	1,19	14,71	3,38	8,02	0,17	4,58	7,7	2,26	1,07	0,19	6,36
2	45,39	2,26	16,26	7,92	7,62	0,2	4,53	5,04	1,52	1,41	0,4	7,13
3	46,12	1,15	16,31	5,34	7,72	0,23	5,78	6,94	3,2	0,62	0,37	5,67
4	44,8	1,0	14,87	2,96	7,1	0,19	7,12	10,0	1,95	0,56	0,6	8,95

1 – Ен-Яхинская СГ-7 (*n* = 25); 2 – Тюменская СГ-6 (*n* = 66); 3 – Черчиная (Зап.-Красноселькупская, 46 (*n* = 7); 4 – Толькинская, 300 (*n* = 5).

Таблица 3

Химический состав базальтоидов туринской серии триаса (Западная Сибирь)

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	ППП
1	50,4	1,93	15,1	5,31	8,02	0,19	4,83	8,64	2,97	1,27	0,55	0,13
2	48,3	0,85	16,62	4,4	7,62	0,2	7,9	8,2	2,96	0,88	0,4	3,52
3	48,54	0,84	15,85	5,09	7,72	0,21	6,04	8,71	2,48	0,57	–	6,86
4	50,5	0,87	16,39	5,03	7,1	0,18	6,39	8,83	2,79	1,47	0,22	2,8
5	49,44	1,12	15,99	4,96		0,2	6,29	8,60	2,8	1,05	0,39	3,33
6	49,75	1,91	15,47	11,86		0,2	5,34	8,57	3,25	1,14	0,93	1,69

1 – Тюменская 1 оп. (*n* = 17); 2 – Тагринская, 90 (*n* = 46); 3 – Омбинская, 2 (*n* = 48); 4 – Федоровская, 131 (*n* = 38); 5 – Нерохская, 11201 (*n* = 11); 6 – Ляпинская, 31 (*n* = 3) .

Образования туринской серии по распространению не выходят за пределы Урало-Алтайского орогена, перекрывают с корой выветривания размытые складки палеозойского комплекса, рогожниковской риолитовой серии пермотриаса и ее аналогов в Тургайском прогибе (варгашинская серия), которые синхронны семейтауской серии Алтая.

Если трапповые вулканы красноселькупской серии явно являются синорогенными по отношению к области уральской складчатости, завершившейся 245–250 млн лет назад, то образования туринской серии представляют собой эпиорогенный феномен, называемый катаплатформенным аркогенезом [8].

Указанные различия хорошо считываются из сопоставления химических составов базальтоидных пород (табл. 2, 3) и вполне корреспондируют друг с другом, подчеркивая закономерный с геодинамикой характер их формирования и уходя от случайных признаков появления в виде абстрактного тафрогенеза или плюм-тектоники. Скоростные характеристики у этих типов вулканизма также отличаются: у красноселькупской серии близки к 5,5 км/с, у туринской в пределах 4,0–4,5 км/с. Трапповые вулканы повсеместно имеют зелено-каменный метаморфизм, в то время как базальты туринской серии содержат свежее стекло и имеют кайнотипный облик, а прослой осадочных пород обладают буроугольной стадией углефикации.

Оба типа магматизма формировались в результате региональных особенностей активизации земной коры и не участвовали в путешествиях к Исландской горячей точке 250 млн лет назад, как ошибочно считают многие [9,10]. Геологических следов отрыва Сибирского кратона и фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы не имеется и эти блоки не могли пройти «незамеченными» в полосе Новая Земля - Таймырская складчатая система.

Литература

1. Гусев Г.С., Минц М.В., Мусатов Д.И. и др. Методика геодинамического анализа при геологическом картировании. М.: Недра, 1991. 204 с.
2. Добрецов Н.Л. Пермо-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН. 1997. Т. 354, № 2. С. 220–223.

3. Добрецов Н.Л. Крупнейшие магматические провинции Азии (250 млн лет): Сибирские и Эмейшаньские траппы (платобазальты) и ассоциирующие гранитоиды // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 9. С. 870–890.
4. В.С.Бочкарев. Учение об Уралидах // Горные ведомости. 2015. № 11(138). С. 6–21.
5. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Сергеев С.А. и др. Первые сведения по абсолютному возрасту пород фундамента Уренгойского нефтегазоносного района по цирконам U-Pb методом на SHRIMP-II (Западная Сибирь) // Горные ведомости. 2016 (в печати).
6. 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.
7. Чувашов Б.И., Бочкарев В.С., Соболев Н.Н., Ларионов А.Н. Новые U-Pb датировки абсолютного возраста риолитов Среднего Зауралья как маркера смены геодинамических режимов земной коры // Докл. РАН. 2013. Т. 451, № 3. С. 323–326.
8. Бочкарев В.С., Нестеров И.И. Геодинамические типы рифтогенеза Западной Сибири, 1994 // Геология и оценка нефтегазового потенциала Западной Сибири. М.: Наука, 1994. С. 35–41.
9. Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В. Мантийные плюмы северо-восточной Азии и их роль в формировании эндогенных месторождений // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 153–184.
10. Тимонин Н.И. Воздействие Исландского плюма на магматизм Полярного Урала и Западно-Арктического шельфа // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры. Екатеринбург, 2011. С. 269–271.

боководных впадин. В восточных районах области преобладают брахиоподовые известняки, которые накапливаются и позднее – в силуре (Ямсовейская, 98; Верхне-Салымская, 17, 19; Верх-Тарская, 4 и др.). Местами карбонатные платформы формируются в течение всего девона и раннего карбона: Новопортовская площадь на Ямале, Фроловская и Нюрольская структурно-фациальные зоны, Боровое поднятие в Тургайском прогибе, Северный свод и т. д. Выявленные структурно-фациальные зоны, кроме карбонатных платформ и офиолитовых впадин, содержат в краевых частях или самостоятельно – как продолжение Чарской зоны Алтая или Тюменско-Кустонайского синклинория – островодужные вулканиты андезито-базальтового состава, которые местами сохраняют щелочной пестрый состав в позднем палеозое (Бахилловская зона). С конца визейского века началась общая регрессия моря, распространившаяся симметрично к западу и востоку от полосы Курган-Сургут к окраинам, где еще встречается морская фауна московского века, а затем охватывает западный склон Урала, где формируется Предуральский передовой прогиб, а на востоке – прогибы типа Кузнецкого, Лекосского (ХМАО) и Верхне-Часельского (ЯНАО), выполненные угленосными молассами. Гранитоидный магматизм и риолитовые эффузивы орогенного этапа (рогожниковская серия) формировались в течение 325–245 млн лет и их окончание коррелируется с семейтауским комплексом Алтая, фиксируя уральскую эпоху орогении.

Быстрая денудация возникшей горно-складчатой страны привела к снятию гравитационной нагрузки на мантию и она вскипела, активизировалась в виде сводового поднятия, осложненного грабенами, выполненными риолит-базальтовой туринской серией. Эта серия, по А.Л. Яншину [4], знаменует начало платформенного развития территории.

Литература

1. Бочкарев В.С. О верхнем палеозое восточного склона Урала и Зауралья // Сов. геология. 1965. № 1. С. 137–140.
2. Дубатов В.Н., Краснов В.И. Палеоландшафты среднедевонских и франских морей Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8, № 6. С. 34–58.
3. Иванов К.С., Федоров Ю.Н. Амон Э.О. Радиоларии верхнего ордовика из вулканогенно-кремнистых отложений фундамента Шаимского района Западной Сибири // Горные ведомости. 2006. № 6. С. 31–37.
4. Яншин А.Л. Общие особенности строения и развития молодых платформ. Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М.: Наука, 1965. С. 7–18.

**ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ
УРАЛО-АЛТАЙСКОЙ ОБЛАСТИ, ВКЛЮЧАЯ ФУНДАМЕНТ
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ**

Бочкарев В.С.¹, Брехунцов А.М.¹, Петров О.В.², Сергеев С.А.², Шокальский С.П.²

¹Сибирский научно-аналитический центр (НАО СибНАЦ), г. Тюмень
sibnac@sibsac.ru

²Всероссийский геологический институт (ФГУП ВСЕГЕИ), г. Санкт-Петербург

Изотопно-геохронологические исследования как новый технико-аналитический метод огромного значения, который вместе с сейсморазведкой ОГТ обеспечивает прогресс в геологии платформенных и складчатых областей, по Западной Сибири начаты в 2004 г. и систематически продолжаются в настоящее время. Они смыкаются с известными результатами по Уралу, Алтаю, западной части Сибирской платформы и Енисейского кряжа, обеспечивая некоторую целостность в главных событиях геодинамики этой территории. На площади Западно-Сибирского осадочного бассейна исследовано более 70 разрезов по глубоким скважинам, охватывающим пространство от Ямала на севере до Тургайского прогиба и Алтая на юге главным образом U-Pb методом по цирконам на SHRIMP-II. Полученная аналитическая информация сосредоточена в публикациях В.С. Бочкарева, А.М. Брехунцова, С.А. Сергеева и других по 43 скважинам и обнажениям, Т.А. Коровиной, Е.А. Кропотовой и др. по 27 скважинам, А.Е. Клеца с соавторами по двум скважинам, В.Г. Колокольцева, А.И. Ларичева по 5 скважинам, К.П. Иванова и др. по 2 обнажениям, В.С. Пономарева с соавторами по 5 скважинам, К.С. Иванова с соавторами по 10 скважинам, В.Н. Пучкова – по 2 обнажениям Зауралья.

Определенный интерес представляют также материалы по другим методам исследований абсолютного возраста, включая радиогеохимические: K-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd, Pb-Pb, используемые и учтенные нами в полной мере [1–5].

Большинство исследователей считает, что Урало-Монгольский складчатый пояс является эпиконтинентальным [6], хотя в нем выявлены офиолитовые ассоциации, занимающие в фундаменте Западно-Сибирской геосинеклизы ограниченные участки и свойственные глубоководным морским впадинам. Гораздо шире в фундаменте распространены другие ассоциации пород, в том числе риолитовые пояса, гранитоиды и метаморфические комплексы пород. Именно они в наибольшей степени охвачены изотопными исследованиями последних десяти лет [4, 5, 7–9]. При этом гранитоиды выявлены как каледонского [10], так и уральского этапов [5,

Древние возраста докембрийских пород фундамента

№ п/п	Площадь, скважина	Порода	U-Pb, млн лет	Эпоха складчатости
Западная Сибирь				
1	Медвежья, 316	Сланец кристал.	2118	Байкалиды
2	Янгиоганская, 1	Слюдистый сланец	953	Уралиды
3	Рогожниковский ЛУ-5, 911	Парасланец	630	Уралиды
4	Вост-Кеушкинская, 921	Парагнейс выв.	616	Уралиды
5	Кустюмовская, 280	Сланец кристал.	614	Уралиды
6	Рогожниковская, 790	Амфиболит	600	Уралиды
7	Янгиоганская, 1	Гранитогнейс	564	Уралиды
8	Янгиоганская, 1	Гранитогнейс	554	Уралиды
9	Семивидовская, 15	Сланец кристал.	550	Уралиды
10	Питингская, 7	Амфиболит	537	Уралиды
11	Тальцийская, 14	Сланец кристал.	528	Уралиды
12	Медвежья, 1001	Сланец метаморф.	525,7;519	Тиманиды
13	Зап-Яротинская, 303	Сланец метаморф.	519,5	Уралиды
14	Толумская, 1857	Сланец метаморф.	503	Уралиды

11, 12]. Древнейшими образованиями U-Pb систематики имеют возраста цирконов от 2118 млн лет до 500 млн лет и «разбросаны» они по всей Западно-Сибирской геосинеклизе, локализуясь в большей степени в пределах Уралид. Примером решения сложных задач с помощью U-Pb метода на SHRIMP-II могут служить доказательства широкого развития доордовикских метаморфитов в доюрском фундаменте Западной Сибири (см. таблицу) и архейских интрузий и мигматитов в Восточной Сибири. Важнейшим элементом нового направления, считаваемого с гистограмм возрастов и карт геотектонического районирования по времени заложения геосинклинальных поясов и складчатых областей, являются фильмы событий или хронологических последовательностей в крупных регионах. Одной из сторон этого направления представляется нестрогая периодичность эпох обрушения земной коры и последовательность мегахронов кратонизации.

Литература

1. Бочкарев В.С. О верхнем палеозое восточного склона Урала и Зауралья // Сов. геология. 1965. № 1. С. 137–140.
2. Бочкарев В.С. Тектонические условия замыкания геосинклиналей и ранние этапы развития молодых платформ (на примере Западно-Сибирской плиты и ее обрамления) // Тр. ЗапСибНИГНИ. Вып. 63. М.: Недра, 1973. 127 с.
3. Бочкарев В.С. Современное значение абсолютной геохронологии в решении геологических задач. Био- и литостратиграфические рубежи в истории Земли: Тр. науч. конф. Тюмень, 2008. С. 149–155.
4. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Алейников Е.В. и др. Сходство и различие палеозойских складчатых систем Евразии и Аппалачей. Вопросы эволюции земной коры. Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения: Материалы XLVI Тектонического совещ. Т. 1. М.: ГЕОС, 2014. С. 20–24.
5. Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Сергеев С.А., Шокальский С.П.. Новые данные об абсолютном возрасте пород фундамента внутренних районов Западно-Сибирской геосинеклизы // Горные ведомости. 2015. № 9 (136). С. 6–22.
6. Корреляция Алтаид и Уралид: Магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование: Материалы II Российско-Казахстанского междунар. науч. совещ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. 194 с.
7. Иванов К.С., Ерохин Ю.В. Геодинамика формирования системы триасовых грабенов Западной Сибири. Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, региональные обобщения. Т 1. М., 2014. С. 155–157.
8. Коровина Т.А., Кропотова Е.П., Брэдучан Ю.В. Абсолютная и стратиграфическая датировки доюрских вулканитов по данным изотопного и палинологического исследований на Рогожниковской площади. Вопросы геологии, бурения и разработки нефтяных и газовых месторождений Сургутского региона: Тр. СургутНИПИнефть. Вып. 10. М.: Нефтяное хозяйство, 2009. С. 100–108.
9. Колокольцев В.Г., Ларичев А.И. Изотопно-геохронологические метки разновозрастных флюидов в рифтогенном комплексе Западной Сибири. В кн. Дегазация Земли: геодинамика, геофлюиды, нефть, газ и их парагенезы: Материалы Всерос. конф. 2008 М.: ГЕОС. С. 221–223.
10. Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Писецкий В.Б. и др. Новые данные о строении фундамента Западно - Сибирской плиты // Литосфера. 2012. № 4. С. 91–106.
11. Гусев Н.И., Федак С.И. Гранитоидный магматизм калбинских структур в юго-западном Алтае (российская часть). Корреляция Алтаид и Уралид: Магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. С. 43–45.
12. Дегтярев К.Е. Строение и процессы формирования континентальной коры Чингизского сегмента каледонид Казахстана. Корреляция Алтаид и Уралид: Магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. С. 46–47.

КОМБИНИРОВАННЫЕ ДАЙКИ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА, ЮВ ТУВА: ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ, СОСТАВ, ПЕТРОГЕНЕЗИС

**Бурмакина Г. Н.¹, Цыганков А. А.¹, Хубанов В. Б.¹, Владимиров В. Г.^{2,3},
Кармышева И. В.^{2,3}, Буянтуев М. Д.¹**

¹Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
gerka_85@mail.ru

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

³Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

Эрзинская сдвиговая зона является ключевой структурой для реконструкции тектонической эволюции Западного Сангиленга [1]. Важным элементом геологического строения этой зоны является сочетание в ее пределах синкинематических гранитоидов и мигматитов гранулитовой фации метаморфизма, автохтонных и параавтохтонных гранитоидов, а также комплексов комбинированных даек [1]. Формирование мигматит-гранитного комплекса, по имеющимся представлениям [1] отвечает кульминации коллизионных событий, имевших место 540 – 460 млн лет назад.

Основной акцент в работе сделан на изотопно-геохронологическом обосновании возраста комбинированных даек и вмещающих их гранитоидов как в пределах Эрзинской сдвиговой зоны (участок Сайзырал), так и в ее обрамлении (участок Тавыт-Даг). Полученные предварительные данные свидетельствуют о более сложной истории формирования этих образований, чем предполагалось ранее.

Комбинированная базит-гранитная дайка (минглинг-дайка) участка Сайзырал расположена юго-западнее гранитоидного массива Матут в пределах Эрзинской тектонической зоны. Вмещающие породы представлены порфировидными гнейсогранитами условно матутского комплекса. Второй участок находится вблизи одноименной горы Тавыт-Даг. Здесь вмещающими породами для комбинированных даек служат порфировидные гранитоиды ухадагского комплекса. В обоих случаях были датированы гранитоиды, вмещающие комбинированные дайки, причем пробы отобраны в непосредственной близости от последних. Проведенные исследования показали, что дайки различаются как по морфологии, внутреннему строению и минеральному составу, так и по возрасту.

Дайка 1-го типа (участок Сайзырал) представляет собой крутопадающее «плитообразное» тело мощностью около 5 м. Центральная часть дайки, составляющая не менее 2/3 ее общего объема, сложена базитовым материалом, расчлененным на отдельные пиллоуподобные образования лейкогранитными «жилами». Краевые зоны дайки (мощностью до 45 см) салические с большим количеством мелких базитовых включений (гибридная порода), количество которых быстро убывает в сторону контакта с вмещающими параавтохтонными гранитами, контакты с ними резкие, секущие гнейсовидность почти под прямым углом. Базитовые глобулы, размером от первых см до 0,5 м, имеют преимущественно удлиненно-овальную форму с фестончатыми краями. Иногда наблюдаются зоны закалки, что в совокупности свидетельствует о сосуществовании двух расплавов с разной температурой и вязкостью. Нередко между салической и базитовой составляющими дайки наблюдаются зоны гибридизации, т.е. химического взаимодействия контрастных по составу магм.

Дайка 2-го типа (участок Тавыт-Даг) отличается, прежде всего, внутренним строением. Эта дайка на 90–95 % сложена базитовым материалом, который пронизан тонкими субпараллельными (видно в поперечном сечении) гранитоидными прожилками, что в совокупности создает «сетчатую структуру» [2]. Видимая протяженность дайки 14 м, мощность 4,5–5,0 м, падение крутое – около 80°. На контакте с вмещающими гранитами прослеживается гибридная зона мощностью от 2–3 до 6–8 см, отличающаяся от салической части дайки более меланократовым обликом. Вмещающими породами рассматриваемой дайки являются порфировидные (Kfs) граниты ухадагского комплекса.

Минералого-петрографические характеристики исследуемых даек заметно различаются. Базиты из дайки 1-го типа представляют собой темные, почти черные афировые породы с микродиабазовой структурой, сложенные плагиоклазом (60–65 объем. %), *Amp* – до 10 объем. %, *Bt* (3–4 объем. %) и пироксеном на долю которого приходится 5–6 объем. %. Встречается калиевый полевой шпат, который в целом не характерен для базитовой части дайки, его количество не превышает первых объем. %. Акцессорные минералы базитов: магнетит, апатит, титанит, циркон, в сумме порядка 7–8 объем. %.

Состав калиево-кальциевой части дайки отвечает лейкогранитам: Kfs – 35–40 объем. %, Pl – 20–30 объем. %, $Qtz \approx 35$ объем. %; единственные темные минералы – биотит (около 4 объем. %). Акцессорные минералы: магнетит, титанит, апатит, циркон (~ 2 объем. %).

Гибридные породы, характерные для дайки первого типа, по минералогическому составу отвечают монцитам: Pl – 59–66 объем. %, Kfs – 15–28 объем. %, темные минералы – биотитом, амфиболом (в сумме 19–20 объем. %), содержание кварца варьирует от 3 до 5 об. %. Акцессорные минералы: магнетит, титанит, апатит, циркон. Мафические включения в гибридных породах петрографически практически не отличаются от базитов ее центральной части.

Вмещающие дайку породы по химическому составу соответствуют низкощелочным лейкогранитам. Они сложены калиевым полевым шпатом (20–40 объем. %), плагиоклазом (10–30 объем. %) и кварцем (30–40 объем. %). Темные минералы: амфибол и пироксен (1–6 объем. %), акцессорные минералы – апатит, титанит, магнетит, циркон.

Базитовая составляющая дайки 2-го типа (Тавыт-Даг) характеризуется порфиридной структурой ($Pl \pm Amp$). Рассматриваемые породы сложены плагиоклазом (57– 61 объем. %), темными минералами (Amp , Bt , $\pm Cpx$) – в сумме до 19 объем. %, при этом амфибол, как правило, преобладает над биотитом, а доля пироксена не превышает 1 %. Содержание Qtz достигает до 3 объем. %.

Калиево-кальциевые прожилки сложены мелкозернистым гранитом: Pl – 32–37 объем. %, Kfs – 27–35 объем. % $Qtz \approx 30$ объем. %; основной темный минерал – биотит (до 2 объем. %), изредка встречается амфибол. Акцессорные минералы: магнетит, титанит, апатит, циркон.

Граниты ухадагского комплекса сложены калиевым полевым шпатом (30–50 %), плагиоклазом (10–30 объем. %) и кварцем (30–40 объем. %) с небольшим количеством биотита (1–1,5 объем. %) и единичными зернами амфибола. Содержание акцессорных минералов не превышает 0,5 об. %.

Изотопный U-Pb возраст цирконов (LA-ICP-MS метод датирования) базит-гранитной минглинг-дайки 2-го типа (участок Тавыт-Даг) подтвердил ожидания [2]: базиты – $494,8 \pm 5,4$ Ма, калиево-кальциевая – $489,7 \pm 7$ Ма, граниты ухадагского комплекса – 509 ± 4 Ма. Тектоническая интерпретация данных результатов будет также приведена в сообщениях Владимирова В.Г. и И.В. Кармышевой с соавторами в настоящем сборнике.

Ситуация с комбинированной дайкой в пределах Эрзинской тектонической зоны (дайка 1-го типа, участка Сайзырал) значительно сложнее. Во-первых, возраст гнейсогранитов, вмещающих комбинированную дайку, оказался не кембрийским как предполагалось, а позднепротерозойским. Аналитические точки изотопных отношений концентрируются вдоль конкордии в интервале возрастов от 750 до 900 Ма с отклонениями отдельных точек в большую или меньшую сторону. Корректный расчет возраста затруднителен, однако на гистограмме плотности распределения полученных значений отчетливо фиксируются два максимума: основной – 850 Ма и дополнительный ~ 775 Ма. Ожидаемых позднекембрийских значений возраста пока не установлено.

Для изотопных исследований непосредственно из комбинированной дайки участка Сайзырал удалось выделить цирконы только из калиево-кальциевой части. Полученные значения возраста также распределяются вдоль конкордии в еще более широком интервале значений возраста – от примерно 700 Ма до почти 900 Ма с максимумами в районе 835 Ма и 735 Ма. Интерпретация полученных данных еще впереди, однако, уже сейчас можно предполагать, что в составе эрзинского комплекса либо объединены разновозрастные граниты, сопровождающиеся «своими» комбинированными дайками, либо мы имеем дело с автохтонными и параавтохтонными гранитоидами и гранитогнейсами с высоким содержанием цирконов детритового происхождения.

В пользу последнего указывают, в частности, изотопные исследования [3, 4]. Так, в работе [3] также были получены древние оценки возраста – 740, 1815–1859 Ма. Они были выполнены [3] для гранат-гиперстеновых трондjemитов Эрзинской зоны на ион-ионном микрозонде SHRIMP, но касались исключительно ксеногенных кристаллов. Этими же авторами [4] существование цирконов с оценками возраста 750, 800 и 900 Ма связывается с поступлением ювенильного кластического материала и формированием метаморфического фундамента Тувино-Монгольского массива.

Петрохимически изученные гранитоиды и комбинированные дайки двух участков заметно различаются. Граниты участка Тавыт-Даг, вмещающие дайку 2-го типа, соответствуют ультращелочным гранитам, содержание SiO_2 в которых составляет 68,0–70,5 мас. % при общей щелочности ($Na_2O + K_2O$) 8,5–8,67 мас. %. Гнейсограниты матутского комплекса отвечают низкощелочным лейкогранитам с вариациями SiO_2 от 72 до 74,8 мас. % при сумме щелочей около 5 мас. %. Состав однотипных пород из комбинированных даек также значительно различается.

Базиты участка 1 в Эрзинской тектонической зоне отвечают габбродиоритам, а кислая составляющая – лейкогранитам. На участке 2 (район г. Тавыт-Даг) базитовая часть комбинированной дайки монцогаббродиоритовая, салическая – гранит нормальной щелочности.

Таким образом, установлены два типа комбинированных даек, имеющих существенные петро-геохимические различия. Возраст становления комбинированной дайки 2 типа (участок Тавыт-Даг) отвечает рубежу ~500 Ма, тогда как возраст даек 1-го типа (Участок Сайзырал) пока неясен, но он однозначно не моложе 500 Ма.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РНФ №15-17-10010 и грантом РФФИ-Сибирь (№ 15-45-04208), РФФИ (№ 16-05-01011).

Литература

1. Кармышева И.В. Синкинематические граниты и коллизионно-сдвиговые деформации Западного Сангилена (ЮВ Тува): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2012. 18 с.
2. Кармышева И.В. и др. Тектоническая позиция минглинг-даек в аккреционно-коллизионной системе ранних каледонид Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува) // Геодинамика и тектонофизика. 2015. Т. 6, № 3. 289–310 с.
3. Козаков И.К. и др. Возрастные рубежи структурного развития метаморфических комплексов Тувино-Монгольского массива // Геотектоника. 2001. № 3. С. 22–43.
4. Козаков И.К. и др. Корообразующие процессы в геологическом развитии Тувино-Монгольского массива: Sm-Nd изотопные и геохимические данные по гранитоидам // Петрология. 2003. Т. 11. № 5. С. 491–511.

**ВЕНД-ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА
ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ЗОНА СОЧЛЕНЕНИЯ
ТИХООКЕАНСКОГО И ИНДО-АТЛАНТИЧЕСКОГО СЕГМЕНТОВ ЗЕМЛИ**

Буслов М. М.

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

Традиционно, складчатые сооружения Центральной Азии охарактеризованы как аккреционно-коллизийные структуры, сформированные в результате субдукции литосферы Палеоазиатского океана, включающего офиолиты, палеосимаунты (океанические поднятия и острова) и микроконтиненты. Согласно представлениям [1, 2], в истории Палеоазиатского океана существовала единая венд-палеозойская субдукционная зона, над которой по обрамлению Восточно-Европейского и Северо-Азиатского (Сибирского) кратонов сформировались дуги, соответственно, Кипчак и Тувино-Монгольская. Ассоциирующие с ними докембрийские микроконтинеты рассмотрены как отколовшиеся при раскрытии задуговых бассейнов блоки континентальной коры кратонов. В течение палеозоя в результате дрейфа и вращения Сибирского и Восточно-Европейского континентов произошли деформации дуг, выраженные в формировании ороклинальных изгибов и крупноамплитудных сдвигов. Сложнодеформированная структура обозначена термином “алтаиды”.

В преобладающей массе работ складчатые области Центральной Азии, в том числе Восточного Казахстана и Южной Сибири (Алтае-Саянская область, Прибайкалье и Забайкалье) рассматриваются как структуры, сформированные в венде-палеозое на окраине Сибирского континента в результате последовательной аккреции к нему островных дуг и континентальных блоков Гондваны (микроконтинентов и террейнов), с проявлением сдвиговых деформаций, несущественно меняющих стиль последовательного аккреционного роста Сибирского континента [3–5; и др.].

Исходя из аналогии строения современных континентальных окраин и мезозойско-кайнозойских складчатых областей, протягивающихся на многие тысячи километров, проводились попытки выделения маркирующих структурных единиц (островных дуг, офиолитовых сутур и высокобарических метаморфических поясов), которые позволили бы в мозаике блоков Центральной Азии оконтурить палеотектонические зоны, выявить этапы и соотношения формирования складчатых сооружений относительно друг друга и окружающих Восточно-Европейского, Северо-Азиатского (Сибирского), Таримского и Северо-Китайского кратонов. В связи с этим складчатые зоны Урала (“уралиды»), Тянь-Шаня и Алтае-Саяна, расположенные вблизи, соответственно, Таримского и Северо-Азиатского кратонов, рассмотрены как их окраино-континентальные геодинамические комплексы, когда как складчатые зоны Казахстана (“казахстаниды”) оказались изолированными от пространственной привязки к перечисленным выше кратонам.

В работах [6–8] на основе обобщения вышеприведенных работ и новых данных в основе тектонического районирования Центрально-Азиатского складчатого пояса выделяются следующие основные структурные элементы:

1. Казахстанско-Байкальский составной континент (супертеррейн), фундамент которого сформирован в венде–кембрии в результате субдукции под юго-восточную окраину Сибирского континента (в современных координатах) океанической коры Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны Гондванской группы (Муйский, Тувино-Монгольский, Кокчетавский, и др.). Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов с Казахстанско-Тувино-Монгольской островной дугой, привела к широкому проявлению коллизийного метаморфизма и магматизма и в целом к консолидации земной коры и формированию фундамента составного континента (“казахстанид”). В кембрии–раннем ордовике он был отделен от Сибирского континента Обь-Зайсанским океаническим бассейном.

Начиная с раннего ордовика составной континент смещался в западном направлении относительно Сибирского континента, разделяющий их океанический бассейн субдуцировал под Казахстанско-Байкальский континент в ордовике–девоне. Субдукция океанической коры и последующая коллизия Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов в итоге привели к формированию сутурно-сдвиговой зоны. С юга в ордовике–карбоне составной континент наращивался активными окраинами, к которым аккретировали континентальные блоки Гондваны. В современной структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса Казахстанско-Байкальский составной континент представлен в восточной части Урала, западной части фундамента Западно-Сибирской плиты, на Тянь-Шане, Казахстане, в южной части Алтае-Саянской области, в Туве,

Прибайкалье и Забайкалье, Монголии и в северной части Китая. Отличительной чертой его структуры является наличие континентальных блоков Гондваны.

2. Венд-палеозойские окраино-континентальные комплексы Сибирского континента состоят из венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги, ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско-раннекарбоновой активной окраины. В аккреционных клиньях островной дуги широко представлены террейны вендско-раннекембрийской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий. В окраино-континентальных комплексах Сибирского континента отсутствуют континентальные блоки Гондваны, что предполагает их формирование на конвергентной границе другого океана, чем Палеоазиатского, вероятно, Палеопацифики. В современной структуре они приурочены к западной окраине Сибирского континента и представлены в северной и западной частях Алтае-Саянской горной области.

3. Средне-поздепалеозойская Чарышско-Теректинско-Саянско-Ольхонская сутурно-сдвиговая зона, разделяющая окраино-континентальные комплексы Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов. В ее строении принимают участие фрагменты кембрийско-раннеордовикской океанической коры Обь-Зайсанского океанического бассейна, ордовикские голубые сланцы и турбидиты.

Наиболее ярко в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса проявлены сдвиговые и сдвиго-надвиговые структуры позднедевонско-раннекарбонового и позднекарбоново-пермского возрастов, сформировавшие современный рисунок мозаично-блоковой структуры Центральной Азии. В результате позднепалеозойских сдвиговых перемещений Казахстанско-Байкальский составной континент был разделен на множество сдвиговых террейнов, венд-палеозойские структуры в которых осложнены надвигами и смяты в складки, в том числе крупные оротинальные.

В результате коллизий окраины Сибирского и Восточно-Европейского континентов и весь Казахстанско-Байкальский составной континент разделились сдвигами и сопряженными надвигами на множество сдвиговых террейнов, внутри которых сохранились фрагменты структур различных возрастов. Они характеризуют аккреционно-коллизионные орогены (“алтаиды”), сформированные в обстановках активных окраин и коллизионные орогены, образование которых происходило в сложных взаимодействиях между коллидирующими континентальными массивами, обусловленных сменной направлений конвергенции, вмещающих их тектонических плит.

1. Полученные результаты тектонического районирования позволяют сделать вывод, что главная асимметрия в структуре Земли, выраженная в формировании Тихоокеанского и Индо-Атлантического сегментов [9], представлена в структуре Центрально-Азиатского складчатого пояса. Один из них – плита Палеоазиатского океана – аналог современного Индо-Атлантического сегмента Земли, характеризуется наличием континентальных блоков в составе океанической коры и формированием океанических бассейнов в результате деструкции Родинии и Гондваны. В результате ее эволюции происходили процессы распада суперконтинентов и повторное объединение блоков в составе Казахстанско-Байкальского континента. Фундамент Казахстанско-Байкальского составного континента сформирован в венде-кембрии в результате субдукции под юго-восточную окраину Сибирского континента (в современных координатах) океанической коры Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны Гондванской группы. Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов с Казахтано-Тувинско-Монгольской островной дугой, привели к консолидации земной коры и формированию составного континента.

2. Другой аналог современного Тихоокеанского сегмента Земли (плита Палеопацифики) характеризуется длительной тектономагматической эволюцией без участия континентальной коры и сложными процессами формирования материковых окраин. В результате ее эволюции созданы венд-палеозойские окраино-континентальные комплексы западной части Сибирского континента, состоящие из венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги, комплексами пород ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско-раннекарбоновой активной окраины. В аккреционных клиньях Кузнецко-Алтайской островной дугой широко представлены только фрагменты вендско-раннекембрийской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий и островов.

Позднепалеозойские крупноамплитудные сдвиги, связанные с коллизией Восточно-Европейского, Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов во многом нарушили первичные соотношения их окраин, современным аналогом которых является зона сочленения юго-восточной Азии с Австралией, где происходит взаимодействие Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит.

Литература

1. Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. // *Nature*. 1993. Vol. 364. P. 299–307.
2. Windley, B.F., Alexeiev, D., Xiao, W.J., Kroner, A. et al. Tectonic models for accretion of the Central Asian orogenic belt // *Journ. Geol. Soc. London*, 2007. Vol. 164. P.31–47.
3. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // *Геология и геофизика*. 1994. Т. 35 (7–8). С. 8–28.
4. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // *Геология и геофизика*. 1994. Т. 35 (7-8). С. 59–75.
5. Wenjiao Xiao, Brian F. Windley, Shu Sun, Jiliang Li, Baochun Huang, Chunming Han, Chao Yuan, Min Sun, and Hanlin Chen. A Tale of Amalgamation of Three Permo-Triassic Collage Systems in Central Asia: Oroclines, Sutures, and Terminal Accretion // *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* 2015; Vol.43. P. 477–507.
6. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // *Геология и Геофизика*. 2007. Т. 48, № 1. С. 93–108.
7. Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // *Геология и геофизика*. 2011. Т. 52, № 1. С. 66–90.
8. Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д. и др. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54, № 102. С. 1600–1628.
9. Моссаковский А.А., Пушаровский Ю.М., Руженцев С.В. Крупнейшая структурная асимметрия Земли // *Геотектоника*. 1998. № 5. С. 3–18.

ТЕРРЕЙНОВАЯ ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Буслов М. М., Куликова А. В., Рубанова Е. С., Абилдаева М. А.

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

Позднепалеозойские сдвиговые деформации преобладают в структуре Центральной Азии. Они нарушили раннюю структурно-формационную зональность, которая характеризует рост континентальной коры Евразии, историю развития океанических бассейнов, разделяющих Восточно-Европейский, Сибирский и Гондванский континенты, и аккреционно-коллизийные процессы на их окраинах. Сдвиговые деформации формируют коллаж террейнов, образованный в позднем девоне–раннем карбоне при столкновении Казахстанско-Байкальского составного континента, включающего континентальные блоки Гондваны, с Сибирским континентом, что привело к формированию единого Северо-Азиатского континента. В позднем карбоне–перми произошло столкновение Восточно-Европейского континента с Северо-Азиатским. В результате коллизий южная часть вендско-палеозойской окраины Сибирского континента и весь Казахстанско-Байкальский составной континент были разделены сдвигами и сопряженными надвигами на множество террейнов, которые формируют структуру Центрально-Азиатского складчатого пояса [1–3]. В пределах Казахстанско-Байкальского составного континента распознаются фрагменты островных дуг, докембрийские микроконтиненты и террейны Гондваны (Кокчетавский, Иссык-Кульский, Алтае-Монгольский, Тувино-Монгольский и др.), фрагменты аккреционно-коллизийных структур, включающих образования палеосубдукционных зон и аккреционных призм. Субдукция докембрийских блоков Гондваны в венде–кембрии под Казахстанско-Тувино-Монгольскую островную дугу и их ордовикская коллизия привела к формированию составного Казахстанско-Байкальского континента. Он включает раннекаледонские структуры Казахстана, южной части Алтае-Саянской области, Тувы, Байкальского региона, Монголии и Северного Китая.

К северу, на территории Алтае-Саянской региона, Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянская среднепозднепалеозойская сутурно-сдвиговая зона отделяет Казахстанско-Байкальский составной континент от окраинно-континентальных образований Сибирского континента. В строении сутурно-сдвиговой зоны принимают участие фрагменты кембрийско-раннеордовикской океанической коры, ордовикские голубые сланцы и ордовикские турбидиты. Сутурно-сдвиговая зона, разделенная поперечными сдвигами, прослеживается на расстоянии более чем 1500 км в Алтае-Саянской области и имеет продолжение в Джунгарии и Восточном Казахстане, представляя совместно фрагменты Обь-Зайсанского океана. Наиболее ярко проявились поперечные сдвиги позднекарбонно-пермской и позднепермско-раннетриасовой коллизий Восточно-Европейского и Северо-Азиатского континентов, которые сильно усложнили структурный рисунок предыдущих тектонических событий. К числу таких сдвигов относится зона Чарского разлома, которая включает многочисленные террейны различной геодинамической природы, в том числе офиолитовые и субдукционные, на основании которых она рассмотрена, ошибочно, как меридиональная сутурная зона Обь-Зайсанского океана, разделяющая Казахстанский и Сибирский континенты.

Наличие среднепозднепалеозойской сутурно-сдвиговой зоны субширотного простирания ставит под сомнение многочисленные тектонические и геодинамические построения, в которых зональность вендско-палеозойских складчатых поясов рассматривается относительно Сибирского континента. Такая зональность сохранилась только в северной части Алтае-Саянской области и, вероятно, в восточной части фундамента Западно-Сибирского бассейна. Вендско-палеозойские окраинно-континентальные образования западной части Сибирского континента представлены вендско-кембрийской Кузнецко-Алтайско-Салаирской островной дугой, комплексами пород ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско-раннекарбонной активной окраины. В аккреционных клиньях островной дуги широко представлены фрагменты вендско-раннеордовикской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических плато, поднятий и островов [1–12]. Островодужная система имеет в целом субмеридиональное простирание и протягивается на расстояние более 1000 км от монгольско-российской границы на юге до г. Томска на севере, и далее перекрывается осадочным чехлом Западно-Сибирской плиты. В современной структуре аккреционно-коллизийный комплекс и турбидиты преддугового прогиба островной дуги перекрыты мощными до многих километров среднеордовикско-раннедевонским осадочным чехлом пассивной окраины и вулканогенно-осадочными образованиями девонской активной окраины, и совместно интенсивно нарушенными позднепалеозойскими сдви-

гами и надвигами. В связи с этим различные фрагменты океанической коры Палеоазиатского океана, включенные в аккреционно-коллизийный комплекс, фрагментарно обнажаются в различных частях Горного Алтая и Салаира.

Для Кузнецко-Алтайско-Салаирской островодужной системы характерна временная и пространственная закономерность в проявлении магматизма. Для ранних стадий (венд-ранний кембрий) характерен толеит-бонинитовый тип магматизма (типа Бонинских островов, Марианской дуги, дуги Тонга), для поздних стадий (кембрий-ранний ордовик) – толеитовый известково-щелочной и, редко, щелочной магматизм зрелых дуг (типа Японской, Курильской, Камчатской дуг). По латерали в крупных фрагментах поздних островных дуг часто устанавливается зональность вулканизма от толеитового (иногда высокомагнезиального андезитового и базальтового составов) во фронтальных частях, через известково-щелочной в центре, до шошонитового в тылу [4–7].

На Горном Алтае и Салаире океаническая плита Палеоазиатского океана представлена в меньшей мере фрагментами офиолитов, а в большей мере крупными блоками палеосимаунтов. Комплексы пород палеосимаунтов сформированы классическим набором пород: пиллоу-лавами, лава-брекчиями и интрузивными телами основного магматического поднятия, ассоциирующими с ними кремнистыми, кремнисто-терригенно-карбонатными осадками склоновых фаций и карбонатными осадками палеоостровной “шапки”. Самые древние из них, вендский Баратальский палеосимаунт на юге Горного Алтая и поздневендско-раннекембрийский Катунский палеосимаунт на северо-востоке Горного Алтая, протягиваются вдоль островодужной системы. Более молодые кембрийско-раннеордовикские фрагменты океанической коры (офиолиты и палеосимаунты) выведены на поверхность позднепалеозойскими надвигами в северной части Горного Алтая (засурынская, каимская и др. свиты).

К числу важных геолого-геодинамических закономерностей, выявленных в последнее время в западной части Алтае-Саянской складчатой области относятся следующие: 1) пространственное расположение разновозрастных палеосимаунтов, характеризующих эволюцию горячей точки, прожигающей литосферу Палеоазиатского океана в венде-раннем ордовике, 2) смена геодинамического режима активной окраины на пассивную окраину в раннем-среднем ордовике, 3) проявление на Батеневском кряже и Хакасии внутриплитного ордовикского магматизма в тыловой части отмершей Кузнецко-Алтайско-Салаирской островодужной системы. Для объяснения данных геолого-геодинамических закономерностей нами предлагается геодинамическая модель погружения зоны срединно-океанического спрединга и, возможно, горячей точки, в зону субдукции с формированием над ней ордовикско-раннедевонского внутриплитного магматического поля на восточном склоне Кузнецкого Алатау, Батеневском кряже и Хакасии. Данная геодинамическая обстановка характерна для восточной активной окраины Тихого океана.

К этому следует добавить широкое распространение среднеордовикско-раннесилурийских (470–430 млн лет) магматических детритовых цирконов в разновозрастных отложениях пассивной окраины. Наряду с этим, среднепалеозойские отложения содержат в большом количестве детритовые магматические цирконы с возрастными 650–470 млн лет, характеризующих интервал проявления магматической деятельности венд-раннеордовикской Кузнецко-Алтайско-Салаирской островодужной дуги. Магматические цирконы данного возрастного интервала также широко представлены в турбидитах глубоководного желоба и преддугового прогиба, что свидетельствует об отсутствии в крупной аккреционно-коллизийной системе Кузнецко-Алтайско-Салаирской островодужной системы древних блоков континентальной коры, характерных для Казахстанского-Тувинско-Монгольской островодужной системы.

Фрагменты палеоокеанических островов, офиолиты, олистостромы, турбидиты глубоководного желоба и высокобарические породы достаточно полно представлены на Горном Алтае и Салаире, что позволяет реконструировать детали палеогеодинамических процессов на ранних стадиях формирования вендско-раннеордовикской активной окраины Сибирского континента, которая развивалась по аналогии с активными окраинами западной части Тихого океана.

Литература

1. Добрецов Н.Л., Буслев М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48 (1). С. 93–108.
2. Буслев М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, №1. С. 66–90.

3. Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 102. С. 1600–1628.
4. Watanabe T., Buslov M. M., Koitabashi S. Comparison of arc-trench systems in the Early Paleozoic Gorny Altai and the Mesozoic-Cenozoic of Japan // Coleman, R.G. (Ed.), Reconstructions of the Paleo-Asian ocean. VSP International Sciences Publishers, The Netherlands, 1994. P. 160–177.
5. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35 (7–8). С. 8–28.
6. Dobretsov N.L., Berzin N.A., Buslov M.M. Opening and tectonic evolution of the Paleo-Asian Ocean // Intern. Geol. Rev. 1995. N 35. P. 335–360.
7. Симонов В.А., Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Бонинитовые серии в структурах Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 182–199.
8. Буслов М.М., Ватанабе Т. Внутрисубдукционная коллизия и ее роль в эволюции аккреционно-клина (на примере Курайской зоны Горного Алтая, Центральная Азия) // Геология и геофизика. 1996. Т. 37 (1). С. 82–93.
9. Buslov M.M., Watanabe T., Saphonova I.Yu., Iwata K., Travin A.V. A Vendian-Cambrian island arc system of the Siberian continent in Gorny Altai (Russia, Central Asia) // Gondwana Res. 2002. N 5. P. 781–800.
10. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре курайского и катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика. 2004. Т. 45 (12), С. 1381–1403.
11. Safonova I.Y., Buslov M.M., Iwata K., Kokh D.A. Fragments of Vendian-early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean in foldbelts of the Altai-Sayan region of Central Asia: Geochemistry, biostratigraphy and structural setting // Gondwana Res. 2004 Vol. 7, N 3. P. 771–790.
12. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Буслов М.М., Котляров А.В. Магматизм и геодинамика Палеоазиатского океана на венд-кембрийском этапе его развития // Геология и геофизика. 2005. Т. 46 (9). С. 952–967.

**ПЕТРОЛОГИЯ ОШКИНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ:
ХРУСТАЛЕНОСНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ИНТРУЗИЙ КОМПЛЕКСА**

Бухарова О. В., Мишенина М. А.

Томский государственный университет, г. Томск

Изучению магматических формаций, закономерностям их появления в различных геотектонических обстановках, уделяется большое внимание, поскольку с магматическими породами генетически связана разнообразная минерализация. Не являются исключением в этом плане и производные гранит-лейкогранитовой формации с граносиенитами широко развитые в Монголии. Ареалы их развития охватывают значительные площади. Массивы обычно представлены полифациальными многофазовыми комплексами. Формация сложена породами широкого диапазона составов, основным признаком принадлежности которых является наличие субщелочных гранитов и граносиенитов, находящихся в фациальных взаимоотношениях. Интрузии часто сопровождают внутригранитные камерные пегматиты (хрусталеносные). Конечно, не стоит называть эти объекты значимым источником пьезокварца, оптического флюорита, однако наличие полудрагоценных камней и коллекционного сырья постоянно вызывает интерес к этим образованиям. Генетическая связь камерных пегматитов с вмещающими их гранитами не вызывает сомнений, механизм их образования расшифрован и смоделирован, закономерности размещения в массивах известны. Вместе с тем, мы не можем с уверенностью сказать каков будет минералогический состав полости и не прогнозируем качество кристаллов.

Еще в 50-х годах XX века при проведении ревизионно-поисковых работ партиями Зарубежгеологии на территории Барун-Хурайской котловины были открыты два хрусталеносных месторождения: Ошкинское и Упкейтукское, отнесенные к ошкинскому комплексу [1]. В геотектоническом плане они приурочены к герцинскому покровно-складчатому сооружению, западному сегменту (Барунхурайская складчатая область) восточной части Казахстано-Южно-монгольской складчатой области.

Ошкинская гранитная интрузия занимает ядерную часть одноименной антиклинали в составе Барунхурайской зоны. Массив вытянут с севера-запада на юго-восток согласно структурному плану вмещающих его толщ среднего палеозоя, достигая в длину 30–35 км при ширине примерно 15 км. Общая площадь составляет 300–350 км². Упкейтукский массив расположен севернее, вытянут в северо-западном направлении субпараллельно простирающему вмещающим пород. Его протяженность порядка 21 км при ширине 8 км. Массив состоит из двух сросшихся куполовидных тел общей площадью 120 км². Геологическое строение массивов сложное полифациальное, состоящее из пестрой гаммы пород основного, среднего и кислого состава. Взаимоотношение между кислыми и основными-средними разностями противоречивое. По данным Р.М. Яшиной [2], к ранним образованиям относятся мелко-среднезернистые равномернозернистые и порфириовидные габбро и диориты. Они образуют крупные останцы и ксенолиты среди более поздних пород, а также отдельные выходы в приконтактной зоне, где они в целом имеют слабое развитие. Кислые породы объединены в один комплекс – ошкинский. В этом комплексе выделяют две основные фазы, ориентируясь на наличие «вызревших» пегматитовых образований и жильную субфацию I фазы (табл. 1). Петрохимический анализ пород комплекса показал, что они относятся к высококалийевой известково-щелочной серии. Характеризуются как высокоглиноземистые (особенно ранние разновидности комплекса) нормальные и субщелочные граниты. Заметно преобладают легкие РЗЭ над тяжелыми (см. рисунок). Суммарное содержание РЗЭ низкое. В породах комплекса происходит уменьшение содержаний РЗЭ от ранних производных к поздним при некотором возрастании доли тяжелых РЗЭ, что свидетельствует о проявлении процесса внутрикамерной дифференциации.

Как и в большинстве гранитоидных комплексов имеем четко выраженную европиевую аномалию. Концентрация Yb и Tb/Yb отношения указывает на возможное присутствие граната в протолите источника материнского расплава. Распределение редких и редкоземельных элементов отражает признаки магмогенерации с существенным смешением корового и мантийного веществ [3].

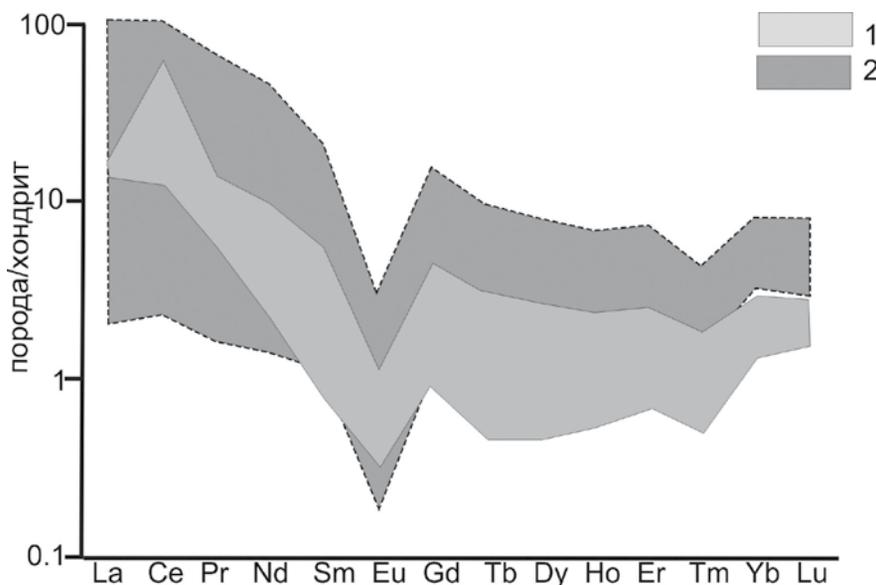
Пегматиты Ошкинского и Упкейтукского плутонов пространственно приурочены к эндоконтактным зонам массивов. Максимально насыщены пегматитовыми телами среднезернистые существенно калишпатовые граниты I фазы комплекса. Пегматиты формируют компактные поля, в ошкинском поле насчитывается порядка 900 отдельных тел, в упкейтукском - около 100. Морфология пегматитов весьма разнообразна: жилы, жилы с раздувами, линзы, штоки и шпирообразные обособления. Преобладают жильные тела трещинного типа. Наиболее широко распространены пегматиты, выполняющие систему пологих контракционных тре-

Таблица 1

Петрографическая характеристика пород ошкинского комплекса

Фаза комплекса	Состав гранитоидов	Структура гранитоидов	Акцессорные	Вторичные минералы
I фаза серые, серовато-розовые до кирпично-красных	КПШ 50–55 до 60 % Pl _{№33-16} 15–30 до 5–10 % Q 20–25 до 35-40 % Bt 8–1 % PO 3–5 %	От крупно- до мелкозернистой, гипидиоморфнозернистая гранитовая, порфириовидная, пойкилитовая, микропегматитовая, мирмекитовая	Апатит Циркон Сфен Магнетит Рутил	Хлорит Серицит Эпидот Мусковит Кальцит
II фаза серо-розовые	КПШ до 60 % Pl _{№10-14} 15–5 % Q 30–35 % Bt 2–1 %	Мелко-среднезернистая, гипидиоморфнозернистая гранитовая, сериальная, пойкилитовая, гранулитовая, микропегматитовая, мирмекитовая.	Апатит Циркон Сфен Пирит	Серицит Хлорит Эпидот Кальцит
Жильная субфация I фазы серовато-розовые	КПШ 50–60 % Pl _{№9-14} 10–20 % Q 40–45 % Bt 1 %	От средне- до мелкозернистой, гипидиоморфнозернистая микропегматитовая, пойкилитовая, мирмекитовая.	Апатит Циркон Сфен Ортит Пирит	Серицит Хлорит Эпидот

Примечание. КПШ – калиевый полевой шпат; Pl – плагиоклаз; Q – кварц; Bt – биотит; PO – роговая обманка.



Распределение редкоземельных элементов в гранитоидах ошкинского комплекса, нормированных к хондриту:

1 – Ошкинский массив; 2 – Упкейтукский массив.

Анализы выполнены в ЦКП АЦГПС ТГУ (аналитики Ю.В. Аношкина, Е.И. Никитина)

Минеральный состав гранитных пегматитов ошкинского комплекса

Минералы	Ошкинское поле	Упкейтукское поле
Породообразующие	Микроклин, микроклин-пертит, альбит-олигоклаз, кварц, биотит	
Акцессорные	Пирит, ильменит, магнетит, алемандин, аквамарин, топаз, касситерит, колумбит, циркон, шеелит, монацит, ортит	Топаз, ортит, гадолинит, ферритурмалин, алемандин, ильменит, магнетит, амазонит
Вторичные	Хлорит, серицит, мусковит, гидрослюды и цоизит	Хлорит, серицит, мусковит

щин, а также зон субвертикальных тектонических нарушений в гранитах. По степени дифференцированности пегматиты неоднородны. В ошкинском пегматитовом поле полнодифференцированных образований - половина от общего числа, заметно меньше таковых в упкейтукском. Для полнодифференцированных тел характерна классическая зональность: аплит, микрографическая зона, графическая, существенно калишпатовая (блоковая) и кварцевая, занимающая центральную часть. Мощность зон широко варьирует. Наблюдаются случаи выклинивания или резкого падения мощности зон, что обуславливает асимметричность в строении пегматитовых тел.

Хрусталеносные погребя первичного происхождения в полнодифференцированных телах приурочены к нижним частям кварцевых ядер и наблюдаются на их выклинивании. Полости, связанные с тектоническими нарушениями, не имеют строгой приуроченности к определенным зонам пегматитового тела. Объем пустот пропорционален размерам тел и величине кварцевых блоков. В крупных телах хрусталеносные камеры достигают объема нескольких кубических метров (от 0,1 до 3 м³, в исключительных случаях до 10 м³).

Минеральный состав пегматитов сложно назвать разнообразным, однако, набор присутствующих в пегматитах акцессорных минералов и их содержания несколько отличается (табл 2). По парагенетическим минеральным ассоциациям пегматиты ошкинского поля были отнесены к микроклин-олигоклазовому, а упкейтукского – к микроклин-топазовому типам.

Таким образом, анализ петрологии объектов и распределение РЗЭ в породах не дает основания предполагать качество, количество и, собственно, наличие самоцветов в полостях. Возможно, необходимо проанализировать распределение редких и рудных элементов в породах массивов и исследовать состав газовой-жидких включений, что позволит выявить критерии наличия минерализации в пегматитовых камерах.

Литература

1. Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии / Гаврилова С.П. [и др.]. М.: Наука, 1975. 288 с.
2. Геологические формации Монголии: Тр. Совместной Российско-Монгольской научно-исследовательской геологической экспедиция / Отв. ред. А.Б. Дергунова. М: Шаг, 1995. Вып. 55. 179 с.
3. Бухарова О.В. Минералого-геохимические особенности хрусталеносных гранитоидов Западной Монголии: Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Томск, 2010. – 250 с.

**ДИНАМИКА ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ МАНТИЙНЫХ МАГМ
С ГРАНУЛИТОВЫМИ КОМПЛЕКСАМИ НИЖНЕЙ КОРЫ И ИХ СВЯЗЬ
С ГРАНИТНЫМИ РАСПЛАВАМИ (НА ПРИМЕРЕ РАНИХ КАЛЕДОНИД
ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЯ)**

**Владимиров А. Г.^{1,2,3}, Мехоношин А. С.⁴, Хромых С. В.^{1,2}, Волкова Н. И.^{2,3}, Травин А. В.^{2,3},
Михеев Е. И.^{2,3}, Хлестов В. В.^{1,2}**

¹Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск
e-mail: vladimir@igm.nsc.ru

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

³Томский государственный университет, г. Томск

⁴Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

В южном раннекаледонском складчатом обрамлении Сибирского кратона гранулитовые комплексы представляют собой глубоко эродированные фрагменты аккреционной призм венд-раннепалеозойского возраста, которая является индикатором ранних стадий закрытия Палеоазиатского океана [1]. Главной особенностью этих гранулитовых комплексов является широкое развитие габбро-пироксенитов, слагающих тектонические пластины, синметаморфические интрузивные тела, а также многочисленные дезинтегрированные фрагменты (будины и включения), погруженные в метаморфический матрикс. Объем базитов достигает 5–10 %, что позволяет рассматривать мантийный магматизм как тепловой источник для гранулитового метаморфизма. Наиболее изученным полигоном является Чернорудская гранулитовая зона, входящая в состав Ольхонского метаморфического террейна, Западное Прибайкалье. На примере этого полигона рассмотрены вопросы взаимодействия мантийных магм с гранулитовыми комплексами нижней коры и их связь с гранитными расплавами.

Чернорудская метаморфическая толща, представляет собой типичный пример аккреционной призм с преобладанием метабазальтов (70–80 %), подчиненным количеством мраморов, метапелитов и кварцитов, преобразованных в условиях гранулитовой фации метаморфизма и вязкопластичного течения горных масс. Изучение двупироксеновых ортогнейсов (метабазальтов) и гранат-силлиманитовых гнейсов (метапелитов), входящих в состав чернорудского комплекса (630–500 млн лет) позволило определить РТ-параметры гранулитовой фации метаморфизма ($P = 7,7\text{--}8,6$ кбар, $T = 770\text{--}820$ °С). Метабазальты отвечают островодужной толеитовой серии [1, 2].

Синметаморфические габбро-пироксениты были сформированы в два этапа: 1) комплекс Черноруд – тектонические пластины и тела, выведенные с глубинных уровней земной коры (10–12 кбар), сложены породами островодужной толеитовой серии, геологический возраст $T \geq 500$ млн лет; 2) комплекс Улан-Харгана – подводящие магматические каналы и фрагментированные пластовые интрузии. По составу эти породы отвечают субщелочной петрохимической серии (ОПВ-серия), U/Pb возраст равен 485 ± 10 млн лет [3]. Внедрение базитовых магм на уровень гранулитовой фации способствовало глубинному анатексису и формированию синметаморфических гиперстеносодержащих плагиогранитов (500–490 млн лет, U/Pb изотопные методы). Спецификой Чернорудской гранулитовой зоны являются интенсивные сдвиговые вязкопластичные и хрупкопластичные деформации, сопровождавшие процессы метаморфизма, внедрения и становления габброидов, что привело к фрагментации базитовых камер и формированию особого класса тектонических структур – метаморфического магма-минглинга [4]. Все тектонические и магматические структуры были “запечатаны” К-На гранитами на регрессивной стадии в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, 470–460 млн лет (U/Pb/Ag-Ag изотопные методы).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-17-10010) и РФФИ (проекты № 14-05-08747, 15-05-08843).

Литература

1. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., С.А. Сергеев. Ольхонский метаморфический террейн Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 571–588.

2. Волкова Н.И., Владимиров А.Г., Травин А.В. Мехоношин А.С., Хромых С.В., Юдин Д.С., С.Н. Руднев. U-Pb изотопное датирование (SHRIMP-II) цирконов из гранулитов Ольхонского региона Западного Прибайкалья: возраст протолита и проблема геодинамической интерпретации гранулитового метаморфизма // Докл. РАН. 2010. Т. 432, № 6. С. 797–800.

3. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 50, № 11. С. 1181–1199.

4. Склярёв Е.В., Федоровский В.С., Гладкочуб Д.П., Владимиров А.Г. Синметаморфические базитовые дайки – индикаторы коллапса коллизийной структуры Западного Прибайкалья // Докл. Р. АН. 2001. Т. 381, № . С. 522–527.

СОБЫТИЙНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ СРЕДНЕ-ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА И ОРУДЕНЕНИЯ ЮЖНОГО УРАЛА И АЛТАЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ПЛЕЙТ- И ПЛЮМТЕКТОНИКИ

Владимиров А.Г.^{1,2,3}, Косарев А.М.⁴, Ханчук А.И.⁵, Салихов Д.Н.⁴, Крук Н.Н.¹, Гаськов И.В.^{1,3}, Дьячков Б.А.^{6,7}, Хромых С.В.^{1,3}, Куйбида М.Л.¹, Серавкин И.Б.⁴, Осипова Т.А.⁸, Гертнер И.Ф.², Котлер П.Д.^{1,2,3}, Рахимов И.Р.^{4,6}, Кузьмина О.Н.⁶

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

²Томский государственный университет, г. Томск

³Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

⁴Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа

⁵Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

⁶Восточно-Казахстанский государственный технический университет им. Д. Серикбаева, Усть-Каменогорск, Республика Казахстан

⁷Алтайский геолого-экологический институт, Усть-Каменогорск, Республика Казахстан

⁸Институт геологии и геохимии им. академика А.Н.Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург

⁹Башкирский государственный университет, г. Уфа

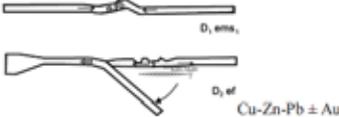
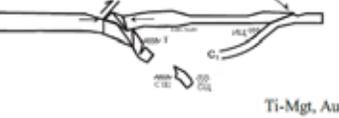
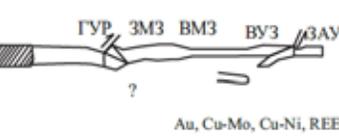
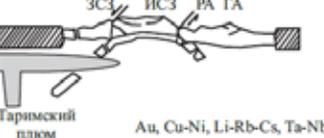
Урало-Монголо-Тяньшанский складчатый пояс является крупнейшей внутриконтинентальной геоструктурой Евразии, в составе которой традиционно выделяют уралиды и алтаиды. Тектоническая эволюция уралид и алтаид отражает полный цикл Вильсона от существования океана (венд–кембрий–ордовик) через островные дуги и активные континентальные окраины (девон–ранний карбон) до коллизии в среднем–позднем карбоне. Геологическое строение, магматизм и метаморфизм уралид и алтаид имеют сходные сценарии развития (см. рисунок).

В истории геологического развития уралид и алтаид наиболее противоречивой является оценка роли плюмтектоники, значение которой либо совсем отрицается [1], либо ей придается исключительная роль в формировании магматических комплексов и связанных с ними крупных магматогенных, гидротермальных и эпитептермальных месторождений [2, 3]. Вместе с тем остается недооцененной роль мантийного диапиризма, который является естественной реакцией (откликом) астеносферы на взаимодействие и(или) скольжение литосферных плит относительно друг друга после прекращения субдукции [4, 5]. Астеносферные окна сейчас надёжно зафиксированы сейсмотомографическими методами для кайнозойских орогенов (Тихоокеанское побережье Северной Америки, Дальний Восток России), где мантийный магматизм имеет специфические петрогеохимические и изотопно-геохимические характеристики [6, 7]. Для областей древнего магматизма, в том числе Урало-Монголо-Тяньшанского складчатого пояса, также выявлены необычные ассоциации магматических пород, геодинамическая интерпретация которых пока остается нерешенной с позиции плейт- и плюмтектоники [8–10].

Обсуждение результатов и основные выводы

1. В средне-позднепалеозойской эволюции уралид и алтаид произошло последовательное чередование субдукционных, трансформных и коллизионных обстановок в переходной зоне континент–океан. С субдукционными обстановками связан главный объем вулканических ассоциаций Магнитогорской мегазоны на Южном Урале и в Рудном Алтае, которые обнаруживают отчетливую корреляцию по возрасту, специфике состава и рудоносности (колчеданное оруденение, ранний–средний девон). В позднем девоне произошла блокировка Магнитогорской и Рудно-Алтайской островных дуг и смена субдукции трансформным скольжением океанических плит с разрывом слэбов, и, как следствие, – астеносферным диапиризмом.

2. На рубеже позднего девона–раннего карбона в обоих секторах Урало-Монгольского складчатого пояса возникли новые зоны субдукции, над которыми существовали редуцированные островные дуги: Александровская на Южном Урале и Жарма-Саурская – в Восточном Казахстане. Повторная блокировка субдукционных зон в раннем карбоне привела к трансформным обстановкам, отвечающим зонам син- и постколлизионного скольжения литосферных плит и вновь – появлению астеносферных окон («slab-windows»). В этой обстановке были сформированы промышленные Ti-Mgt месторождения (C₁).

Южный Урал	Возрастные рубежи	Алтай
<p>Магнитогорская дуга</p>  <p>D_1, D_2 Cu-Zn-Pb ± Au</p>	<p>$D_1 - D_2$ 400-385 Ma</p>	<p>Рудно-Алтайская дуга</p>  <p>Cu-Zn-Pb ± Au</p>
<p>Постостроводужная трансформная обстановка</p>  <p>D_3, Mnt</p>	<p>D_3 385-360 Ma</p>	<p>Постостроводужная трансформная обстановка</p>  <p>D_3</p>
<p>Александровская дуга</p>  <p>D_3, C_1 Ti-Mgt, Au</p>	<p>$D_3 - C_1$ 360-325 Ma</p>	<p>Жарма-Саурская дуга</p>  <p>Ti-Mgt, Au</p>
<p>Постколлизияльная трансформная обстановка</p>  <p>ГУР, ЗМЗ, ВМЗ, ВУЗ, ЗАУ Au, Cu-Mo, Cu-Ni, REE</p>	<p>$C_{1,2} - P$ 325-300 Ma</p>	<p>Постколлизияльная трансформная обстановка</p>  <p>ЗСЗ, ИСЗ, РА, ГА Таримский плюм Au, Cu-Ni, Li-Rb-Cs, Ta-Nb</p>

Корреляция геодинамических сценариев, отражающих магматические события и эндогенное оруденение Южного Урала и Алтая (средний–поздний палеозой)

3. В позднем карбоне–ранней перми на постколлизиионном этапе тектогенеза широкое развитие получили гранитоидные батолиты, однако их металлогеническая специализация обнаруживает принципиальные различия. На Южном Урале преобладает золото-кварцево-жильные и молибден-редкометалльные месторождения [11]. На Алтае установлены медь-никелиеносные габбро-пикритовиды и золото-сульфидные месторождения, а также редкометалльные граниты и сподуменовые пегматиты, для которых сейчас предполагается связь с Таримским плюмом [2, 12–14].

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект № 15-17-10010).

Литература

1. Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993. V. 364. P. 299–307.
2. Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 1. С. 166–182.
3. Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М. Термохронологическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1159–1187.
4. Davies J.H., Blanckenburg F. Slab break off: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens // Earth Planet. Sci. Lett. 1995. V. 129. P. 85–102.
5. Хаин В.Е., Тычков С.А., Владимиров А.Г. Коллизиионный орогенез: модель отрыва субдуцированной пластины океанической литосферы при континентальной коллизии // Геология и геофизика. 1996, Т. 37, № 1. С. 5–16.

6. Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // *Петрология*. 2013. Т. 21, № 1. С. 94–108.
7. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote–Alin orogenic belt, Russian South East: terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data// *Journal of Asian Earth Sciences* (2015), <http://dx.doi.org/10.1016/j.jseaes.2015.10.023>.
8. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. и др. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // *Геология и геофизика*, 2008. № 7. С. 621–636.
9. Safonova I., Maruyama S. Asia: a frontier for a future supercontinent Amasia // *Intern. Geol. Revi.* 2014. Vol. 56, N 9. P. 1051–1071.
10. Kuybida M., Safonova I., Yermolov P, Vladimirov A., Kruk N., Yamamoto S. Tonalities and plagiogranites of the Char suture-shear zone in East Kazakhstan: implications for Kazakhstan-Siberia collision // *Geosci. frontiers*. 2016. N 7. P. 141–150.
11. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
12. 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.
13. Ковалев К.Р., Кузьмина О.Н., Дьячков Б.А., Владимиров А.Г., Калинин Ю.А., Наумов Е.А., Кириллов М.В., Анникова И.Ю. Золото-сульфидная вкрапленно-прожилковая минерализация месторождения Жайма (Восточный Казахстан) // *Геология рудных месторождений*. 2016. № 2 (в печати).
14. Загорский В.Е., Владимиров А.Г., Макагон В.М. и др. Крупные поля сподуменовых пегматитов в обстановках рифтогенеза и постколлизионных сдвигово-раздвиговых деформаций континентальной литосферы // *Геология и геофизика*. 2014. № 2. С. 237–251.

**ДВЕ ГРУППЫ МАГМАТИЧЕСКОГО МИНГЛИНГА (НА ПРИМЕРЕ РАНИХ КАЛЕДОНИД
ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА)**

Владимиров В. Г.^{1,2}, Кармышева И. В.^{1,2}, Яковлев В. А.¹

²*Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск
vladimirov58@gmail.com*

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

Среди фундаментальных проблем, связанных с вопросами интродуирования и становления магматических расплавов, особое место занимают исследования природы магматических тел, известных как «магматический минглинг» и представляющих собой механическую смесь контрастных по составу расплавов.

Условно, магматический минглинг можно разделить на две основные группы.

Первая группа («плутоническая») – это небольшие базитовые включения, равномерно распределенные в объеме гранитоидных тел, либо сконцентрированные в их пределах в форме вытянутых роев и шлейфов. Существование магматической камер со следами инъекций базитов в гранитоидные расплавы, находящихся на различных стадиях консолидации, известны и неоднократно описаны в литературе [1; и др.].

Вторая группа («комбинированных даек») – это дайковые комплексы, либо отдельные комбинированные (композитные) дайки, в пределах которых наблюдаются признаки механического смешения базитовых и кислых расплавов [2; и др.].

Несмотря на очевидное различие геологических обстановок смешения контрастных расплавов, обе группы объединяет сходство структурно-текстурных особенностей и признаков механического смешения в условиях магматического течения [3, 1; и др.]:

1. Мелкие базитовые тела имеют овальную, либо линзовидную форму, характерную для двух не смешивающихся жидкостей в условиях затвердевания одной из них.

2. Породы магматического минглинга имеют одновременно признаки как пластичных, так и хрупко-пластичных и хрупких деформаций. Различное реологическое поведение, контролируется, в первую очередь, более высокой температурой ликвидуса и размером отдельных фрагментов (порций) базальтового расплава. Их последовательная кристаллизация во вмещающей силикатной магме в условиях магматического течения обеспечивает сосуществование пластичных и хрупких деформаций.

3. Признаки пластичных деформаций – извилистый, пламенивидный, фестончатый характер границ между базитовыми и кислыми породами; магматическое течение и др.

4. Признаки хрупко-пластичных и хрупких деформаций – развитие в телах базитов сети извилистых прожилков кислого состава с образованием сетчатых структур; хрупкое и вязкое будинирование; секущие трещины и смещение фрагментов; угловатый и остроугольный характер фрагментов базитового состава и др.

5. Зоны закалки располагаются только на периферии базитов и отсутствуют на границе с линейными прожилками внутри тела. Такие соотношения указывают на образование зон закалки на начальных стадиях консолидации базальтовой магмы и дезинтеграцию базитов уже в консолидированном состоянии в еще не застывшем кислом расплаве.

6. Типично появление сложных соотношений, напоминающих многофазное внедрение.

7. 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 [4; и др.], что причина сходства между двумя группами минглинга заключается в условиях протекания смешения, когда на начальных стадиях базитовые и кислые расплавы незначительно различаются по вязкости и формируют единую гидродинамическую смесь, способную к ламинарному, либо турбулентному течению.

Для «плутонической» группы магматического минглинга ранее было предложено несколько моделей, опирающихся преимущественно 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.

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.

Данный вопрос был рассмотрен на примере магматического минглинга в ранних каледонидах Западного Сангилена (ЮВ Тува). В качестве опорных объектов выбраны проявления минглинга в междуречье рек Эрзин и Нарын, а также на правом берегу р. Эрзин (район г. Тавыт-Даг и др.). Все они отвечают мезо- и абиссальным уровням глубинности. Здесь мы можем наблюдать как классический «плутонический» магматический минглинг (междуречье рек Эрзин и Нарын), так комбинированные дайки с признаками гибридизации и без нее (район г. Тавыт-Даг, низовья р. Эрзин).

Первостепенной была поставлена задача выяснить не сходство, а основные различия между двумя группами магматического минглинга. Были установлены следующие различия.

Первым ключевым моментом в различии магматического минглинга, который мы можем наблюдать в крупных гранитоидных телах, от комбинированных базит-гранитоидных даек, заключается в малом размере и относительной изолированности дайковых комплексов от внешних тепловых источников. Как следствие, консолидация как гранитоидной составляющей, так и комбинированной дайки в целом, будет происходить существенно быстрее чем консолидация минглинга в пределах крупных магматических камер кислого расплава. Особенно, это касается верхних (гипабиссальных) уровней земной коры. Иными словами, времени для сосуществования и, тем более, для активного механического смешения контрастных расплавов в дайковых комплексах практически нет.

Вторым ключевым моментом в различии классического магматического минглинга и комбинированных даек 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 контрастных расплавов. При классическом «плутоническом» магматическом минглинге – это внутрикамерные события. В случае комбинированных базит-гранитоидных даек смешение контрастных расплавов может происходить либо в промежуточной камере с последующим транспортом контрастной смеси расплавов, либо непосредственно в пределах дайки.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ [проекты № 16-05-01011, 14-05-00747], Президиума СО РАН [проекты ИП 77, ОНЗ 10.1].

Литература

1. Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Калманович М.А. Многократное смешение сосуществующих сиенитовых и базитовых магм и его петрологическое значение, Усть Хилокский массив, Забайкалье // Петрология. 1995. Т. 3, № 2. С. 133–157.
2. Marshall L.A. and Sparks R.S.J. Origins of some mixed-magma and net-veined ring intrusions // Journal of the Geological Society of London. Vol. 141(1). 1984. 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. Vol. 21(4). 1988. P. 247–262.
4. Zimanowski B., Buttner R. Dynamic mingling of magma and liquefied sediments // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2002. Vol. 114. P. 37–44.

**КОМПЛЕКСЫ КОМБИНИРОВАННЫХ ДАЕК КАК ИНДИКАТОРЫ
ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕНУДАЦИИ И РАЗВАЛА КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ
В КАЛЕДОНИДАХ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ЮВ ТУВА)**

**Владимиров В. Г.^{1,2}, Кармышева И. В.^{1,2}, Травин А. В.^{1,2,3}, Цыганков А. А.⁴,
Бурмакина Г. Н.⁴, Хубанов В. Б.⁴**

¹Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск
vladimirov58@gmail.com

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

³Томский государственный университет, г. Томск

⁴Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

С момента завершения субдукционно-аккреционных процессов на окраине Тувино-Монгольского массива (ТММ) коллизионные события в каледонидах Западного Сангилен (ЮВ Тува) следует связывать с процессами транспрессии, горообразования и вертикального роста континентальной коры в краевой части ТММ [1, 2; и др.]. С пиком коллизионных событий в регионе можно коррелировать свидетельства метаморфизма ставролит-кианитового типа, проявившегося в процессе утолщения коры. Увеличение мощности земной коры завершилось сбросом транспрессионных напряжений и заложением на рубеже 510 млн лет системы внутриплитных проникающих разломов (Эрзинский, Кокмолгаргинский), сопряженных с Агардагской шовной зоной. Заложение сдвиговой системы в пределах Западного Сангилен ознаменовало смену тектонических обстановок, когда условия сжатия во все большей степени сменялись растяжением, контролируемым разломами, и широким развитием гранитоидного и базитового магматизма [1, 2; и др.]. Индикатором постколлизионных событий, приведшим к развалу коллизионного орогена в пределах Западного Сангилен, могут служить комплексы комбинированных даек, широко распространенные в междуречье рек Эрзин и Нарын и на правобережье р. Нарын.

Наиболее представительным объектом, позволяющим проиллюстрировать постколлизионные события, являются комбинированные базит-гранитные дайки у подножия г. Тавыт-Даг. Их структурная и петрогеохимическая характеристика, изотопный U/Pb возраст цирконов комбинированных даек и вмещающих пород (LA-ICP-MS метод датирования) приведен в сообщениях Г.Н. Бурмакиной и И.В. Кармышевой в материалах настоящего сборника.

В рамках данной работы следует отметить, что положение комбинированных даек в районе г. Тавыт-Даг, однозначно контролируется системой трещинных нарушений сдвигового генезиса, когда преобладающие по объему базиты габбро-монциодоритового состава занимают области растяжения C/C' типа в матриксе гранитоидов ухадагского комплекса с признаками течения.

Поскольку возраст гранитоидов ухадагского комплекса составляет 509 ± 4 млн лет (U/Pb, циркон; здесь и далее результаты U/Pb изотопного датирования приведены по данным Г.Н. Бурмакиной с соавторами в настоящем сборнике), а возраст комбинированных даек в пределах ошибки метода более молодой – $494,8 \pm 5,4$ млн лет, (U/Pb, базиты) и $489,7 \pm 7$ млн лет (U/Pb, гранитоидная компонента), то геологическую ситуацию можно интерпретировать как внедрение базитов в зону растяжения в уже консолидированном гранитоидном массиве на мезоабиссальном/абиссальных уровнях глубинности на фоне вязкого течения гранитоидов (высокие скорости деформаций?).

Мультиминеральные и мультисистемные изотопные исследования пород минглинга в районе г. Тавыт-Даг показали различный возраст закрытия изотопных систем: $494,8 \pm 5,4$ млн лет (U/Pb, циркон, базиты), $489,7 \pm 7$ млн лет (U/Pb, циркон, гранитоиды), $471,2 \pm 1,9$ млн лет (Ag/Ag, амфибол, базиты) и $462,5 \pm 1$ млн лет (Ag/Ag, биотит, базиты). Следовательно, с учетом параметров закрытия изотопных систем ($\sim 900^\circ\text{C}$, циркон, U/Pb; $\sim 500^\circ\text{C}$, амфибол, Ag/Ag; $\sim 300^\circ\text{C}$, биотит, Ag/Ag) для пород комбинированных даек в районе г. Тавыт-Даг мы имеем кривую остывания с градиентом до 600°C в период с 490 до 462 млн (28-30 млн лет).

Поскольку размер комбинированной дайки незначителен, то снижение температур следует связывать не с остыванием, а с тектоническим экспонированием объекта. Снижение температуры происходило в пределах $20^\circ\text{C} / 1$ млн лет (400°C за период с 490 до 470 млн лет, что составляет $\sim 20^\circ\text{C} / 1$ млн лет; 200°C за период с 470 до 462, что составляет $\sim 25^\circ\text{C} / 1$ млн лет).

Данные оценки отвечают скорости вертикальной тектонической денудации от 300 до 600 м за один млн лет, соответственно, при температурном градиенте от 30 до 60°C на один километр.

Исходя из общей геологической ситуации, структурных и петрологических данных, тектоническую денудацию в регионе можно непротиворечиво объяснить постколлизийным трансформно-сдвиговым растяжением орогенных структур в краевой зоне ТММ. В пределах Западного Сангиленга пик тектонических движений, обеспечивших развал коллизийных орогенных структур, можно связать с фрагментацией тесхем-мугурского блока, внедрением и становлением Башкымугурского базитового массива на рубеже 465-461 млн лет.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ (проект № 15-17-10010) и РФФИ (проекты №№ 16-05-01011, 15-45-04208, 14-05-00747).

Литература

1. 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 Сангиленга (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизийного тектогенеза // Докл. РАН, 2005. Т. 405. № 1, с. 82-88.
2. Кармышева И.В. Синкинематические граниты и коллизийно-сдвиговые деформации Западного Сангиленга (ЮВ Тува) // Автореф. дис. ...канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2012, 16 с.

ОРТОПИРОКСЕН-СИЛЛИМАНИТ-КВАРЦЕВЫЕ АССОЦИАЦИИ ГРАНУЛИТОВ
МЫСА КАЛТЫГЕЙ, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ

**Волкова Н. И.^{1,2}, Мехоношин А. С.³, Владимиров А. Г.^{1,2,4}, Хлестов В. В.^{1,4},
Михеев Е. И.¹, Травин А. В.^{1,2}**

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

²Томский государственный университет, г. Томск

³Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

⁴Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

При исследовании гранулитовых комплексов различных регионов мира ортопироксен-силлиманит-кварцевые породы всегда привлекают к себе особое внимание, так как они формируются при ультравысокотемпературных (УНТ) условиях ($T > 900$ °С) метаморфизма, на глубине 25–40 км [1–4]. Ортопироксен-силлиманит-кварцевые ассоциации были обнаружены нами в гранулитах мыса Калтыгей на западном берегу оз. Байкал (между пос. Онгурен и р. Зундук). Гранулиты мыса Калтыгей слагают изолированный тектонический блок, окаймленный с севера-северо-запада палеопротерозойскими образованиями сарминской серии, которые в виде узкой полосы протягиваются вдоль северо-западного побережья Байкала.

По химическому составу гранулиты Калтыгея можно разделить на две группы. Гранулиты I группы резко отличаются значительно более высокими содержаниями кремнезема и более низкими глинозема и железа (> 70 мас.% SiO_2 , 10–14,4 мас.% Al_2O_3 , 4–10 мас.% FeO) по сравнению с гранулитами II группы (50–59 мас.% SiO_2 , 16,6–20,6 мас.% Al_2O_3 , 12–16 мас.% FeO). Гранулиты I группы показывают широкий диапазон значений $\text{Mg\#} = \text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$, мол. % = 0,18–0,73. Только породы I группы с самой высокой магнезиальностью ($\text{Mg\#} = 0,57$ –0,73), которые лежат в поле ортопироксен-силлиманит-гранат на диаграмме АФМ, и содержат ортопироксен-силлиманит-кварцевые ассоциации.

Структурные взаимоотношения *Opx* и *Sil* свидетельствуют об их одновременной кристаллизации. Содержание Al в ортопироксене варьирует от 8,0 до 4,9–5,2 мас. % и уменьшается от центра к краю зерен минерала, $\text{Mg\#} = 59$ –66. Ангедральный незональный пироп-альмандиновый гранат ($\text{Mg\#} = 37$ –41) содержит мало спессартина (0,2–1,0 %) и гроссуляра (1,0–2,0 %). Магнезиальный ($\text{Mg\#} = 79$ –88) кордиерит часто окружает *Opx*+*Sil*+*Qtz* парагенезисы. Мезопертитовый К-Na полевой шпат содержит ламели олигоклаза, что свидетельствует о распаде тройного полевого шпата, характерного только для УНТ гранулитовых комплексов [3, 4]. Породы содержат агрегаты мелкочешуйчатого биотита ($\text{TiO}_2 = 3,6$ –0,9 мас. %, $\text{Mg\#} = 74$ –86), замещающего кордиерит в условиях амфиболитовой фации. Акцессорные минералы: циркон, гематит, ильменит, турмалин, сфен, монацит.

Гранулиты II группы обычно не содержат *Opx*+*Sil*+*Qtz* парагенезисы и представлены следующими ассоциациями: *Grt*+*Crd*+*Bt*+*Pl*+*Kfs*+*Sil*+*Qtz*(+*Sp*), *Crd*+*Kfs*+*Bt*+*Sil*+*Qtz*. Следует отметить, что зеленая шпинель встречается только в виде включений в гранате и нигде не контактирует с кварцем. Вторичные изменения выражены в развитии сине-зеленой роговой обманки и эпидота.

Главные проблемы в определении пика *P*–*T*-условий для пород гранулитовой фации связаны с тем, что высокие скорости внутризерновой и межзерновой диффузии для большинства катионов приводят к установлению новых равновесий на начальных стадиях остывания. Следствием этого является то, что (1) геотермометры и геобарометры, используемые для гранулитов, обычно дают заниженные оценки *P*–*T*-условий, которые достигаются на регрессивном этапе метаморфизма; (2) гомогенизация минеральных зерен уничтожает зональность. Таким образом, информация о пике метаморфизма практически не сохраняется в составе Fe-Mg минералов, пока между ними осуществляются обменные реакции.

Более мощным альтернативным подходом к определению экстремальных условий пика УНТ метаморфизма является метод псевдосекций, основанный на минимизации энергии Гиббса, который представляет собой графическое средство, позволяющее на основе химического состава породы получить информацию о минеральных ассоциациях при определенных *P*–*T*-условиях. Метод псевдосекций (программный комплекс PERPLE_X [5]) в сочетании с термобарометрией Al-в-ортопироксене позволил нам определить ретроградные участки *P*–*T*-трендов для гранулитов Калтыгея. Нижний предел *P*–*T*-условий пика метаморфизма оценивается в 900 °С и 9 кбар, а ретроградный участок пути можно определить как субизобарическое остывание (IBC).

U-Pb изотопный возраст гранулитов Калтыгея составляет 1,89–1,88 млрд лет [6–9], $e_{Nd}(t) = +0,6$, а Nd модельный возраст ~2,3 млрд лет [10]. Недавно опубликованные данные о палеопротерозойском магматизме вдоль южной окраины Сибирского кратона [11–13] показывают, что многочисленные базит-ультрабазитовые комплексы, базитовые и гранитные дайки, граниты A- и I-типов имеют близкий U-Pb возраст формирования, что говорит о синхронности регионального метаморфизма с магматическими импульсами. Таким образом, формирование гранулитов Калтыгея с ИВС-трендом эволюции может быть обусловлено разогревом при поступлении мантийных базитовых магм (magmatic underplating) вдоль континентальной окраины и последующим остыванием до достижения нормальной коровой температуры в период постколлизийного растяжения. Следует отметить, что возраст метаморфизма гранулитов Калтыгея близок к возрасту завершения основных коллизийных и постколлизийных событий, произошедших в палеопротерозойский этап по периферии Сибирского кратона.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 15-05-08843, 14-05-00747) и ОНЗ 10.3.

Литература

1. Harley S.L. On the occurrence and characterization of ultrahigh-temperature crustal metamorphism / In: Treloar P.J., O'Brien P.J. (Eds.), *What Drives Metamorphism and Metamorphic Relations?* // Spec. Publ. Geol. Soc., London, 1998. P. 81–107.
2. Harley S.L. Refining the P-T records of UHT crustal metamorphism // *Journal of Metamorphic Geology*. 2008. Vol. 26. P. 125–154.
3. Kelsey D.E. On ultrahigh-temperature crustal metamorphism // *Gondwana Research*. 2008. Vol. 13. P. 1–29.
4. Kelsey D.E., Hand M. On ultrahigh temperature crustal metamorphism: Phase equilibria, trace element thermometry, bulk composition, heat sources, timescales and tectonic settings // *Geosci. Frontiers*. 2015. Vol. 6(3). P. 311–356.
5. Connolly J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // *Earth and Planetary Science Letters*. 2005. Vol. 236. P. 524–541.
6. Бибикова Е.В., Кориковский С.П., Кирнозова Т.И., Сумин Л.В., Аракелянц М.М., Федоровский В.С., Петрова З.И. Определения возраста пород Байкало-Витимского зеленокаменного пояса изотопно-геохронологическими методами // *Изотопное датирование процессов метаморфизма и метасоматоза: Сб. ст. / АН СССР. Ин-т геохимии и аналит. химии им. В.И. Вернадского, комис. по изотоп. геохронологии*, 1987. С. 154–164.
7. Бибикова Е.В., Карпенко С.Ф., Сумин Л.В. и др. U-Pb, Sm-Nd и K-Ar возраст метаморфических и магматических пород Приольхонья (Западное Прибайкалье) // *Геология и геохронология докембрия Сибирской платформы и ее обрамления*. Л.: Наука, 1990. С. 170–183.
8. Летников Ф.А., Халилов В.А., Савельева В.Б. Изотопное датирование эндогенных процессов в Приольхонье // *Докл. РАН*. 1995. Т. 344(1). С. 96–100.
9. Poller U., Gladkochub D., Donskaya T., Mazukabzov A., Sklyarov E., Todt W. Multistage magmatic and metamorphic evolution in the Southern Siberian Craton: Archean and Palaeoproterozoic zircon ages revealed by SHRIMP and TIMS // *Precambrian Research*. 2005. Vol. 136. P. 353–368.
10. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Федоровский В.С. и др. Доколлизийная история отдельных блоков Ольхонского террейна // *Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы науч. совещ. Вып. 13*. Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 2015. С. 89–91.
11. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // *Петрология*. 2005. Т. 13. № 3. С. 253–279.
12. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Эрнст Р. и др. Базитовый магматизм Сибирского кратона в протерозое: Обзор основных этапов и их геодинамическая интерпретация // *Геотектоника*. 2012. № 4. С. 28–41.
13. Мехоношин А.С., Эрнст Р., Колотилина Т.Б. и др. Связь платиноносных ультрамафит-мафитовых интрузивов с крупными изверженными провинциями (на примере Сибирского кратона) // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57, № 5. (в печати).

**ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ГРАНИТОИДОВ АЛТАЯ
(по данным ^{40}Ar - ^{39}Ar изотопных исследований)**

Гаврюшкина О.А.¹, Травин А.В.^{1,2}, Крук Н.Н.¹

¹*Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
o.khokhryakova@gmail.com*

²*Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск*

Крупные изверженные провинции (Large Igneous Provinces, LIP) представляют собой специфическое геологическое явление, привлекающее в последние десятилетия пристальное внимание исследователей. Крупные изверженные провинции древних кратонов сложены, практически исключительно, мафит-ультрамафитами; гранитоиды крайне редки и представлены, в основном, умеренно-щелочными и щелочными разностями. В складчатых поясах среди продуктов магматизма LIP, напротив, резко преобладают кислые породы, в то время как базит-ультрабазиты находятся в резко подчиненном количестве. Гранитоидный магматизм, как правило, представлен широким спектром петрогеохимических типов.

Длительность формирования крупных изверженных провинций может варьировать от 1 млн лет до 25-30 млн лет (см. обзор на <http://www.largeigneousprovinces.org>). При этом в длительно существующих LIP в ряде случаев фиксируется закономерная смена геохимических типов гранитоидов, отражающая направленное изменение степени и механизмов мантийно-корового взаимодействия.

Одним из ярких примеров проявления масштабного внутриплитного магматизма является пермо-триасовая Сибирская LIP [1-3]. На Сибирской платформе она представлена крупными полями траппов, расслоенными интрузиями с Cu-Ni оруденением, проявлении карбонатитов. В юго-западном обрамлении Сибирской платформы пермо-триасовый магматизм был представлен траппами Кузнецкого бассейна [4, 5], дайковыми поясами базитов и лапрофиров, а также многочисленными гранитоидными и габбро-гранитными интрузиями [6-8].

Гранитоидный магматизм этого уровня очень разнообразен. Только на территории Алтая выделено шесть магматических комплексов, имеющих близкую геологическую позицию, но резко различающихся по набору пород, их петрографическим особенностям и составу [6, 9, 10]. Наряду с габбро-гранитными сериями, включающими монцодиориты и сиениты с геохимическими характеристиками пород A_2 -типа (тархатинский, айский и теранжикский комплексы) на этом возрастном рубеже проявлены гранодиорит-гранитные ассоциации (атуркольский комплекс), а также биотитовые и двуслюдяные гранит-лейкограниты, в ряде случаев обладающие повышенной редкометаллностью и сопровождаемые проявлениями Mo-W оруденения (белокурухинский и синюшенский комплексы). Первые результаты U-Pb и Rb-Sr датирования указали на широкий (254–230 млн лет) интервал проявления гранитоидов [6, 7], причем самые молодые возрасты были получены для лейкогранитных интрузий.

С целью уточнения возрастного интервала формирования пермо-триасовых гранитоидов и определения характера их временной эволюции было проведено Ar-Ar датирование петротипических интрузий.

Результаты исследований приведены в таблице.

Проведенные исследования показали отсутствие значимой корреляции между набором пород и геохимическим типом гранитоидов с одной стороны и их возрастом с другой. В то же время установлена временная связь формирования гранитоидов с внедрением базитовых даек и интрузий. Так для габбро-гранитных и сиенит-гранитных серий айского, теранжикского и тархатинского комплексов генетическая связь гранитоидов с мантийными магмами надежно устанавливается геологическими методами (наличие синплутонических и постгранитных базитовых даек, мафических включений). Возраст большинства гранит-лейкогранитных интрузий белокурухинского и синюшенского комплексов, не имеющих базитовых предшественников, синхронен со временем образования траппов Кузбасса и дайковых поясов долеритов терехтинского комплекса (250–248 млн лет, [4, 5]). Несколько более молодая датировка гранитоидов Атуркольского массива (245 ± 3 млн лет) хорошо коррелирует со временем внедрения лампроитов и лампрофиров чуйского комплекса (245–242 и 237–235 млн лет [11]). Единственным исключением являются высокоредкометалльные лейкограниты Верхнешебетинского массива, для которых установлен наиболее молодой возраст (241 ± 3 млн лет). Возможно это связано с необходимостью достаточно длительной коровой эволюции магм для достижения ими высокой редкометалльности. Для проверки этого предположения необходимо провести прецизионное датирование других высокоредкометалльных пермо-триасовых гранитоидов Алтая (Каракольский массив, Курановский шток Белокурухинского массива и т. д.).

Результаты Ar-Ar исследований пермо-триасовых гранитоидов Алтая

Комплекс	Массив	Порода	Минерал	Возраст, млн лет
<i>Айский</i> сиенит-граносиенит-лейкогранитовый	Айский	Гранит	Биотит	250±3
<i>Теранжикский</i> габбро-монцодиорит-граносиенит-гранитовый	Теранжикский	Монцодиорит	Амфибол	248±3
			биотит	246±3
<i>Тархатинский</i> граносиенит-монцодиоритовый	Тархатинский	Монцогранодиорит	Амфибол	254±3
			биотит	246±3
<i>Атуркольский</i> гранодиорит-гранитовый	Атуркольский	Меланогранит	биотит	245±3
<i>Белокурихинский</i> гранит-лейкогранитовый	Белокурихинский	Гранит	биотит	250±3
	Осокинский шток	Лейкогранит	Мусковит	250±3
	Точильненский шток	Пегматит	Мусковит	247±3
	Верхнешебетинский	Лейкогранит	Мусковит	241±3
<i>Синюшенский</i> гранодиорит-гранит-лейкогранитовый	Синюшенский	Лейкогранит	Биотит	248±1
	Саввушинский	Гранит	Биотит	244±1

В целом же полученные данные показывают, что формирование пермо-триасовых гранитоидов Алтая отражает, в первую очередь, не смену механизмов корово-мантийного взаимодействия в ходе эволюции магматизма крупной изверженной провинции, а динамику внедрения мантийных расплавов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 16-05-00077 мол_а, 14-05-00712а).

Литература

1. Добрецов Н.Л. Пермо-триасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН. 1997. Т. 354, № 2. С. 220–223.
2. Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003. Т. 44, № 12. С. 1243–1261.
3. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. С. 3–29.
4. Крук Н.Н., Плотников А.В., Владимиров А.Г. и др. Геохимия и геодинамические условия формирования траппов Кузбасса // Докл. РАН. 1999. Т. 369, № 6. С. 812–815.
5. Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Федосеев Г.С. и др. Пермотрисасовый плюмовый магматизм Кузнецкого бассейна (Центральная Азия): геология, геохронология и геохимия // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1310–1328.
6. Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П. и др. Позднепалеозойский - раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 4. С. 715–729.
7. Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 8. С. 1157–1178.
8. Добрецов Н.Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплюма // Докл. РАН. 2005. Т. 400, № 4. С. 505–509.
9. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А. Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «ГЕО», 2000, 188 с.
10. Крук Н.Н., Титов А.В., Пономарева А.П. и др. Внутреннее строение и петрология Айской сиенит-граносиенит-гранитной серии (Горный Алтай) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 8. С. 1072–1084.
11. Васюкова Е.А., Изох А.Э., Борисенко А.С. и др. Петрология и возрастные рубежи раннемезозойских лампрофиров Горога Алтая // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 12. С. 2001–2021.

ПЛЮМ-РИФТОГЕННАЯ РАННЕДЕВОНСКАЯ АССОЦИАЦИЯ ВУЛКАНИТОВ
ТАШТЫПСКОГО РАЙОНА МИНУСЫ

Гринёв О. М., Котельников А. Д., Каплун М. В., Гринёв Р. О.

*Томский государственный университет, г. Томск
tomskgrom@yandex.ru*

В ходе геолого-съёмочных работ на смежных листах N-45-XXX и N-46-XIX в Таштыпском районе Южно-Минусинской впадины (2012–2015 гг.) были закартированы три новых разреза раннедевонских отложений, позволяющие дополнить и уточнить общую картину развития территории в раннем девоне. Предметом изучения работы стал анализ строения и эволюции фациального става толщ разрезов, а также выяснение основных петро-геохимических параметров вулканитов, характеризующих геодинамическую обстановку проявления вулканизма и источники вещества.

Мало-Таштыпский, разрез расположен в центральной части листа N-45-XXX в верхнем течении одноименной реки и складывается чиланской, имекской, толчковской и таштыпской свитами.

Чиланская свита распространена ограниченно. Трансгрессивно налегает, с базальными конгломератами в основании, как на дислоцированных толщах додевонского цоколя, так и на более ранней раннедевонской хараджувльской свите.

Свита имеет красноцветный вулканогенно-терригенный состав, представленный переслаиванием базальтов и преобладающих красноцветных песчаников, а также желтовато-серыми и зелено-серыми песчаниками, прослоями алевролитов, туфопесчаников. Заканчивается мощными пачками красноцветных песчаников. Мощность свиты 340 м. Свита интродуцирована несколькими силами лабрадорских порфиритов общей мощностью 300 м. В слое желтовато-зеленовато-серых песчаников обнаружена раннедевонская флора.

Имекская свита согласно перекрывает чиланскую. Незначительно распространена на территории листа на водоразделе рек Казылсук и Танжуй в районе сел Нижний Имек и Мурты. Свита пестроцветно-сероцветная, терригенно-осадочная. Сложена полимиктовыми песчаниками, туфопесчаниками и силловыми телами фельзит-порфиров. В верхней части – аргиллиты, алевролиты, мергели, глинистые известняки. Обнаружены остатки нижнедевонской флоры. Мощность свиты 250 м.

Толчковская свита распространена в юго-восточной части листа, где слагает ядра и крылья пологих складок. Согласно перекрывает имекскую свиту и представлена двумя типами разрезов. Свита пестроцветно-красноцветная вулканогенно-терригенная. Первый тип разреза складывается монотонной толщей мелко- и среднезернистых кварц-полевошпатовых красноцветных песчаников и алевролитов с прослоями голубовато-зеленовато-серых алевролитов, аргиллитов и мергелей в низах и верхах разреза. Второй тип образован красноцветными песчаниками, конгломератами с прослоями лавобрекчий базальтов, диабазов и пироксеновых порфиритов. Мощность свиты в обоих разрезах 600–650 м.

Таштыпская свита согласно перекрывает толчковскую свиту. По составу сероцветная лагунно-морская, терригенно-осадочная. Представлена двумя типами разреза. Первый из них распространён в юго-восточной части листа и складывается серыми, темно-серыми, желтовато-серыми известняками, мергелями, мощностью 200–220 м. Второй разрез прослеживается по рекам Кызылсук, Бор, Шепчул и Чуль и представлен серыми, желтовато-серыми известняками. Характеризуется крайне невыдержанной мощностью – от 2–3 до 140 м. Датируется эмсом.

Тастрезенско-Уйбатский разрез расположен на территории листа N-46-XIX и представлен совместно залегающими тастрезенской и уйбатской свитами.

Тастрезенская свита трансгрессивно залегает на докембрийских и кембрийских толщах додевонского цоколя. По составу существенно вулканогенная, пестроцветно-сероцветная. В основании залегает горизонт с крупной галькой, валунами и глыбами окатанных интрузивных пород, известняков, метавулканитов и алевролитов додевонского цоколя. Выше залегают переслаивающиеся лилово-серые, зеленовато-серые плагиопорфиритовые базальты, трахибазальты и их туфы, бомбовые туфы; пузыристые и стекловатые лавы трахибазальтов и трахиандезитов, трахиандезитов с бомбовыми туфами; линзы игнимбритов, розовато-лилово-серые трахидациты, трахиты, лапиллевы туфы трахитов. Мощность свиты составляет 1065–1470 м. Относится к пражскому ярусу, так как перекрывается уйбатской свитой, охарактеризованной верхнепражской флорой.

Уйбатская свита на площади листа развита в междуречье рек Уйбат и Камышта. Свита пестроцветно-сероцветная, туфогенно-терригенно-осадочная. В нижней части представлена косослоистыми, линзовидными

ми алевролитами, аргиллитами табачно-зелёного цвета с лиловым оттенком и единичными прослоями серых известняков и песчаников. В средней части – гравелиты, редкие прослои алевролитов и аргиллитов, а в верхней – циклично переслаивающиеся туфоконгломераты, туфогравелиты, песчаники, завершающиеся валунно-глыбовыми вулканомиктовыми конгломератами. Мощность свиты 1150 м. Комплекс органических остатков отвечает верхам пражского века. Трансгрессивно перекрываются среднедевонской илеморфховской свитой.

Сырский разрез располагается на площади листа N-46-XIX в бассейнах рек Бол., Сред. и Мал. Сыр и Камышта. Представлен казановской, большесырской и толтаковской свитами.

Казановская свита образует непротяжённый полосовидный выход в окрестностях п. Югачи в северо-восточной части листа. Трансгрессивно залегает на дислоцированных толщах венда, кембрия и ордовика.

Свита имеет красноцветный терригенный состав и слагается часто косослоистыми грубо-тонкозернистыми песчаниками с линзами и прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В основании разреза, в ряде случаев, отмечается горизонт конгломератов от мелкогалечных до валунных. На основании находок фауны эривптеридов и проптеридофитовой флоры отнесена к раннему девону.

Большесырская свита согласно перекрывает казановскую, имеет существенно вулканогенный состав и состоит из трех подсвит. Нижняя подсвита сложена мощными потоками и покровами доминирующих трахибазальтов и трахиандезибазальтов, часто с вулканическими бомбами и перекрывается мощным горизонтом туфов и тефроидов от псаммитовых до валунных. Содержит маломощные прослои мелкообломочных туфов. Мощность – 350 м. Средняя подсвита слагается трахиандезибазальтами, трахибазальтами с прослоями тефроидов и туфов. Мощность – 620 м. Верхняя подсвита представлена как трахиандезибазальтами, трахиандезитами, так и трахиандезидацитами, трахидацитами и туфами того же состава. Мощность – 400 м. Суммарная мощность 1370–1470 м. Отнесена к пражскому ярусу на основании согласного залегания на казановской свите, охарактеризованной флорой.

Толтаковская свита распространена на площади листа ограничено в бассейне р. Мал. Сыр. Но широко развита в центральной части листа N-45-XXX. Свита с параллельным несогласием и размывом залегает на большесырской свите. На данной площади представляет собой красноцветную молассу в составе мелкогалечных конгломератов и гравелитов с галькой гранитов, известняков, эффузивов додевонского цоколя и красноцветными крупнозернистыми аркозовыми песчаниками. Мощность свиты около 600 м.

Петро-геохимическая выборка, характеризующая вулканы чиланской, тастрезенской и большесырской свит, представлена 107 анализами. На диаграмме щелочи–кремнезем фигуративные точки составов пород обнаруживают тенденцию к бимодальному распределению базальт-риолитового типа. По уровню щелочности у вулкаников намечается три тренда, исходящие из пикрит-базальтового начала: минимальный базальт-фонотефритовый; массовый трахибазальт, трахиандезибазальт – дацит, риолитовый; и ограниченный низкощелочной, толеитовый базальт – андезит – дацитовый. У кислых вулкаников средний уровень щелочности ниже, нежели у базальтоидов. По специфике щелочности доминирующая часть пород является натровой, меньшая часть – калий-натровой, включая не только кислые, но и основные разновидности. Подобные тенденции химизма, но в более резком виде, проявлены у вулкаников триасовой рифтовой системы Западной Сибири [1].

На мультиэлементных спайдерграммах базальты большесырской свиты занимают все поле между реперными линиями OIB и IAB с проявлением характерных для IAB максимумов (Rb, Ba, Th, U, Sr) и минимумов (Nb, Ta). При этом спектры составов пород распадаются на два пучка, один из которых явно тяготеет к реперу OIB и даже превышает его по содержанию Cs, Rb, Ba, Th, U, Sr и частично PЗЭ, другой ближе соответствует IAB. Спектры распределения базальтоидов чиланской и тастрезенской свит располагаются между реперными спектрами E-MORB и OIB. При этом у них отмечается явное вырождение пиков Nb-Ta и Sr и других микроэлементов, характерных для IAB, а также появление новых пиков, не характерных для IAB. Примечательно, что эти же особенности характерны для части вулкаников большесырской свиты, тяготеющих к реперу OIB. На диаграммах, используемых для ориентировочной оценки геодинамической обстановки проявления вулканизма, составы базальтов попадают в поля: внутриплитных щелочных базальтов и внутриплитных толеитов (Zr-Nb-Y); известково-щелочных и континентальных базальтов (La-Y-Nb); и в поле островодужных базальтов (Th-Hf-Ta). На диаграммах по оценке источников исходных расплавов составы базальтов в координатах La/Yb – Zr/Nb образуют растянутый бимодальный рой между реперами OIB и IAB, приближенный к OIB и E-MORB. В координатах Nb/Y – Zr/Y составы базальтов сгруппированы вдоль разграничительной линии плюмового и внеплюмовых источников с явным преобладанием первого. Они образуют растянутый рой точек между реперами PM и OIB, ощутимо тяготеет к реперу PM.

Проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы.

Расположение изученных разрезов на местности, строение и состав осадочных толщ и вулканитов показывают, что они формировались вдоль осложненной региональными разломами северо-западной прибортовой зоны Южно-Минусинской впадины. Стратиграфическая привязка сероцветных толщ с известняками и мергелями к пражскому веку свидетельствует о том, что в раннем девоне в Минусе было два эпизода морской трансгрессии – пражская и таштыпская, что соответствует данным А.Ю. Язикова и Н.Г. Изох по салаирскому стратотипу.

Пражскому эпизоду трансгрессии предшествовала мощная тектоно-магматическая активизация, выразившаяся в резком оживлении тектонических движений, расчленении рельефа и интенсивном приразломном платобазальтовом вулканизме, соответствующем или близком к базальт-риолитовому типу [2–6]. Вулканизм проявлялся в условиях рифтогенного растяжения осевой депрессионной зоны девонского палеорифта, имел доминирующую плюмовую природу с влиянием процессов рециклинга вещества мантии и низов коры, обусловленных додевонскими этапами развития территории [7–9; и др.].

Литература

1. Гринёв О.М. Вещественный состав вулканитов раннетриасового комплекса Западной Сибири // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 7: Материалы Всерос. петрограф. конф. Томск: Изд-во Томского ЦНТИ, 2009. С. 88–98.
2. Гринев О.М. О механизме формирования грабеновых структур северной части Кузнецкого Алатау // Вопр. геологии Сибири. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1994. С. 237–259.
3. Гринев О.М., Котельников А.Д. Особенности условий формирования и минерации Тувинского прогиба по данным структурно-формационного анализа // Материалы научной конференции «Петрология магматических и метаморфических комплексов». Томск: Изд-во Томск. ун-та, 2002. С. 59–72.
4. Гринев О.М. Тувинско-Минусинско-Западносибирская рифтогенная система: геология, морфотектоника, минерация // Вестн. ТГУ. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 2007. № 299. С. 185–193.
5. Гринев О.М. Рифтовые системы Сибири: методология изучения, морфотектоника, минерация. Томск: STT, 2007. 434 с.
6. Гринев О.М. Морфотектоника и магматизм Западномонгольско-Горноалтайско-Кузнецкой зоны девонских депрессий – составной части Тувинско-Минусинско-Западносибирской рифтовой системы: Материалы Второго Российско-Казахстанского междунар. совещ. «Корреляция Алтаид и Уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование». Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. С. 37–39.
7. Grinev O.M. Morphogenesis, magmatism and minerageny of Siberian rift systems as a result of plum-tectonic manifestations // Large Igneous Provinces of Asia, Mantle Plumes and Metallogeny: Abstracts of the International Symposium. Novosibirsk: Sibprint, 2009. P. 119–122.
8. Гринев О.М. Основные черты геологической истории, морфотектоники и магматизма Западной и Средней Сибири в триасе как отражение плюмтектоники // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 7. Материалы Всероссийской петрографической конференции. – Томск: Изд-во Томского ЦНТИ. 2009. С. 99–109.
9. Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрущенко С.В. Девонский вулканизм Минусинского прогиба Алтае-Саянской области: геологические, геохимические и изотопные Sr-Nd характеристики пород // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 9. С. 1283–1313.

ОРДОВИК-СИЛУРИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ГОРНОГО АЛТАЯ И ЕГО ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Гусев Н. И.

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

В западной части Алтае-Саянского региона ордовик-силурийский период обычно рассматривается как этап пассивной континентальной окраины на основании предполагаемой геодинамической обстановки накопления терригенных и карбонатно-терригенных отложений нижнего ордовика (аренига) – нижнего девона. В Южном Горном Алтае пассивному режиму противоречит характер магматизма этого этапа, датированный в последние годы по циркону U-Pb методами SHRIMP и LA-ICP-MS. Так, в Китайском Алтае на северо-западе блока Алтайшань, который является продолжением Холзуно-Чуйского блока Русского Алтая, гнейсограниты массива Jiadengyu имеют возраст 479 ± 3 млн лет [3], шток гранитов к юго-востоку от нас. пункта Jiadengyu датирован 466 ± 3 млн лет, риолиты Dongxileke имеют возраст 443 ± 2 млн лет [7]. Крупный среднеордовикский плутон гнейсовидных тоналитов и гранодиоритов Qiemueqieke с возрастом 462 ± 10 млн лет расположен юго-западнее г. Алтай [8]. Он размещен в поясе метаморфических пород амфиболитовой фации PR-O возраста [9] и имеет резкие интрузивные контакты с гнейсами. Гранитоиды натрового ряда относятся к I-типу ильменитовой серии. По геохимическим параметрам предполагается связь среднеордовикского магматизма с зонами субдукции континентальных магматических дуг, с участием корового материала в магмообразовании ($\epsilon_{Nd}(T)$ от 0 до $-1,2$) [9]. К северо-западу плутон Qiemueqieke сменяют гнейсограниты батолита Tarlang с возрастом 432 ± 7 млн лет [4]. В этом же поясе расположен офиолитовый комплекс Alegendayi (439 ± 17 млн лет) с разнообразным составом базальтоидов (OIB, IAB and MORB) [10]. Юго-восточнее офиолитов выявлен комплекс Suoerkuduke (адакиты и андезибазальты NEB серии, 440 млн лет) [7], сменяющийся крупномасштабным гранитоидным магматизмом в интервале 447–368 млн лет [3, 4], когда формировались грубозернистые гранодиориты плутона Kukukexi $439,2 \pm 5,5$ млн лет, гнейсограниты батолита Tarlang 432 ± 7 млн лет [4], риолиты Dongxileke 443 ± 2 млн лет [6].

В Русском Алтае по данным U-Pb датирования выявляется сложная история формирования южночуйского метаморфического комплекса. Метаморфизм кианит-силлиманитовой фациальной серии, соответствующий пику коллизионных событий, датируется рубежом кембрия/ордовика (491 ± 6 млн лет) [1]. На рубеже O_1/O_2 происходило частичное плавление вещества гнейсов и формирование плагиогранитных мигматитов, лейкогранитов и жил пегматитов ($474,2 \pm 4,4 - 468,4 \pm 4,8$ млн лет). Гранитоиды, залегающие в гнейсах южночуйского комплекса, отличаются по изотопному от вмещающих пород. Гнейсы характеризуются отношением $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1180$, отрицательной величиной $\epsilon_{Nd}(T_{490}) -4,2$ и модельным возрастом $T_{Nd}(DM-2)$ 1,58 млрд лет. Лейкограниты массива Онгулу ($474,2 \pm 4,4$ млн лет) имеют отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1319$, положительную величину $\epsilon_{Nd}(T_{475}) +3,3$ и модельный возраст $T_{Nd}(DM-2)$ 0,95 млрд лет. Близкими значениями характеризуются синкинемагматические гнейсовидные гранодиориты с возрастом 430 млн лет в верховьях р. Кузубай: отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0,1147$; $\epsilon_{Nd}(T_{430}) +3,3$; $T_{Nd}(DM-2)$ 0,91 млрд лет. Очевидно, гранитоиды O_2-S_1 в южночуйском комплексе формировались с участием мантийного источника.

Свидетельства коллизионных событий на рубежах O_1/O_2 и O_3/S_1 в Восточном Алтае установлены по метаморфическим цирконам в гнейсах чульчинского ($466,7 \pm 3,3$ млн лет), южночуйского ($471 \pm 5 - 468 \pm 5$ млн лет) и курайского (444 ± 10 млн лет) комплексов [1]. В Курайской зоне силурийский возраст имеют гранитоиды Кысхыштубекского (445 ± 8 млн лет) и Джагантерекского (429 ± 2 млн лет) массивов [5]. Ордовикские гранитоиды выявлены в полихронных габбро-гранитных массивах катандинского комплекса [2]. В гранитоидах Кучерлинской зоны разломов наряду с четырьмя раннедевонскими возрастами (419–413 млн лет), по гранитоидам Тюдетского и Холодногольцовского массивов получены O_2 датировки (рис. 1). В этом же поясе возраст O_2 был ранее получен по гранитам Мультинского (470 млн лет) и Арасканского (453 млн лет) массивов [6].

Ордовикские гранитоиды Кучерлинского пояса перглиноземистые (ASI 1,04–1,21) и принадлежат к магнезиальной известковистой и высоко-K известково-щелочной сериям (K_2O 2,5–4,5 %). Относительно слабо проявлена деплетированность пород Ta, Nb, Sr, P, Ti (рис. 2, а). В распределении P3Э (Σ P3Э 110–112 г/т) отчетливо проявлены Eu-минимум (Eu/Eu* 0,66–0,87) и фракционированность P3Э (отношение $(La/Yb)_N$ от 4,5 в гранодиоритах до 11,8 – в гранитах) (рис. 2, б). На тектонических диаграммах они тяготеют к полям островодужных и постколлизионных гранитов.

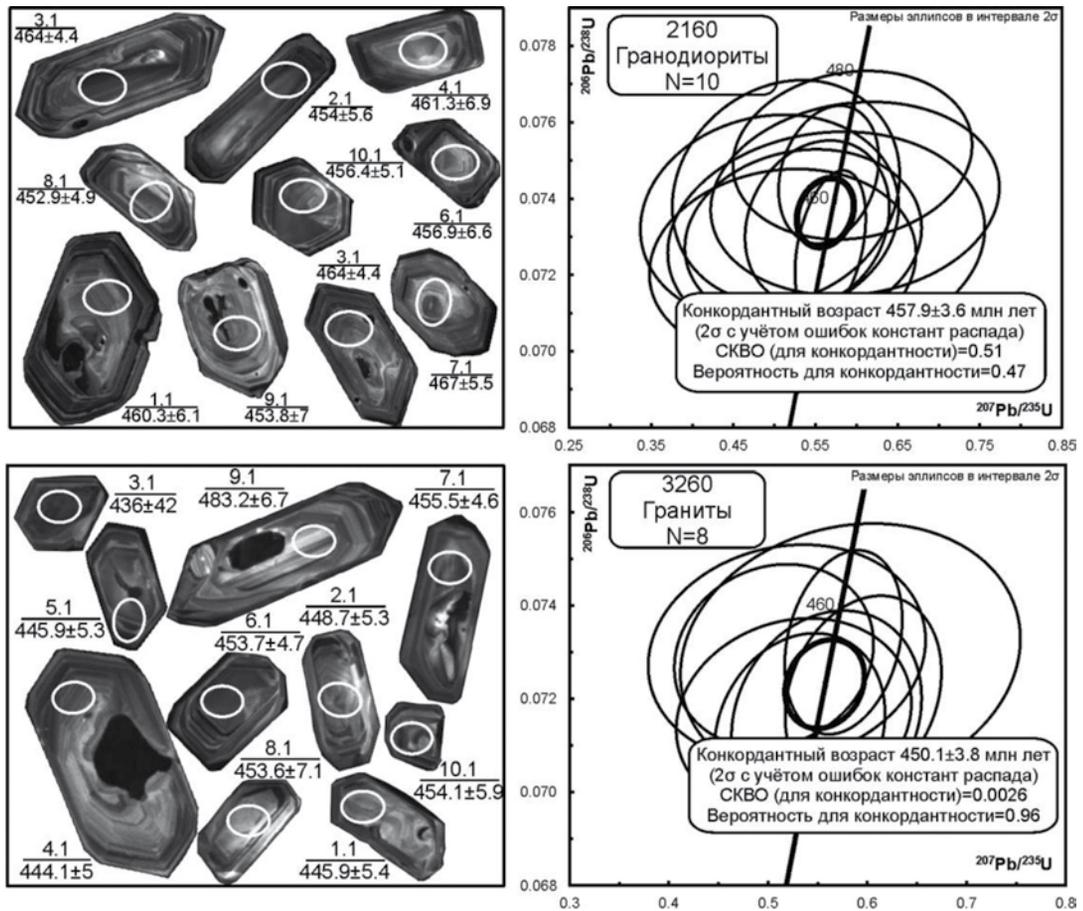


Рис. 1. Катодолуминесцентные изображения и возраст циркона из гранодиоритов Холодногольцовского (пр. 2160) и гранитов Тюдетского (пр. 3260) массивов [2]

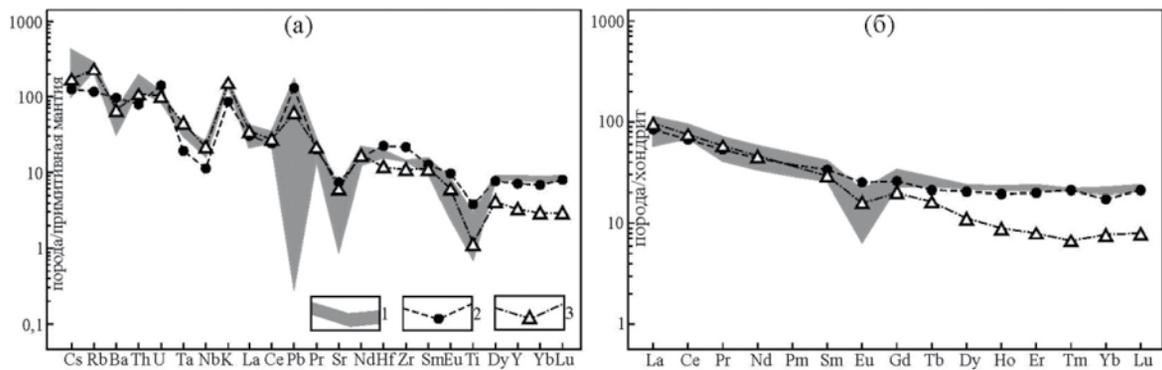


Рис. 2. Мультиэлементные диаграммы для девонских и ордовикских гранитоидов:

1 – раннедевонские граниты Бирюкшинского массива; 2–3 – ордовикские гранитоиды: 2 – гранодиориты Холодногольцовского массива; 3 – граниты Тюдетского массива

Многообразие магматизма в ордовике и силуре Горного Алтая свидетельствует о постколлизивной обстановке, в течении которой после закрытия океанического бассейна, все еще продолжались крупномасштабные перемещения вдоль зон смятия, препятствующие переходу этой территории во внутриплитный режим. Постколлизивная обстановка содержала разнообразные геологические события, связанные с крупномасштабными перемещениями вдоль зон смятия, стыковкой блоков при косо́й коллизии, литосферной даламинацией, субдукцией малых океанических плит и рифтогенезом, сопровождавшиеся разнообразными типами магматизма. Считается, что внутриплитный режим устанавливается после окончания сдвиговых переме-

щений, когда весь регион получает единый полюс ротации и приобретает статус единой плиты. По-видимому, внутриплитный режим так и не наступил в Горном Алтае, вплоть до того момента, когда в нижнем девоне произошло заложение активной континентальной окраины, существование которой тоже весьма проблематично.

Литература

1. Гусев Н.И. *Метаморфические комплексы Горного Алтая: вещественный состав и геохронология.* Saarbrücken: LAP LAMBERT Academic Publ. 2013. 71 с.
2. Попова О. М., Крупчатников В. И., Пономарев А. Л. и др. Государственная геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Алтайская, лист М-45-XIV. Объяснительная записка. СПб.: Изд-во СПб, картофабрика ВСЕГЕИ. 2015. 346 с.
3. Cai K., Sun M., Yuan C., Zhao G., Xiao W., Long X., Wu F. Prolonged magmatism, juvenile nature and tectonic evolution of the Chinese Altai, NW China: Evidence from zircon U–Pb and Hf isotopic study of Paleozoic granitoids // *Journ of Asian Earth Sci.* 2011a. Vol. 42. P. 949–968.
4. Cai K., Sun M., Yuan C. et al. Geochronology, petrogenesis and tectonic significance of peraluminous granites from the Chinese Altai, NW China // *Lithos.* 2011b. Vol. 127. P. 261–281.
5. 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 // *Am J Sci* 2014. Vol. 314. 580-612.
6. Glorie S., De Grave J., Buslov M. M. et al. Formation and Palaeozoic evolution of the Gorny-Altai–Altai-Mongolia suture zone (South Siberia): zircon U/Pb constraints on the igneous record // *Gondwana Research*, 2011. Vol. 20. P. 465–484.
7. Shen X.-M., Zhang H.-X. Wang Q., et al. Early Silurian (~440 Ma) adakitic, andesitic and Nb-enriched basaltic lavas in the southern Altay Range, Northern Xinjiang (western China): Slab melting and implications for crustal growth in the Central Asian Orogenic Belt // *Lithos.* 2014. Vol.206–207. P. 234–251.
8. Wang T., Hong D., Jahn B., et al. Timing, petrogenesis, and setting of Paleozoic synorogenic intrusions from the Altai Mountains, Northwest China: implications for the tectonic evolution of an accretionary orogen // *The Journal of Geology.* 2006. Vol. 114. P. 735–751.
9. Wang T., Jahn B.-M., Kovach V., et al. Nd–Sr isotopic mapping of the Chinese Altai and implications for continental growth in the Central Asian Orogenic Belt // *Lithos.* 2009. Vol. 110. P. 359–372.
10. Wong K., Sun M., Zhao G. et al. Geochemical and geochronological studies of the Alege-dayi Ophiolitic Complex and its implication for the evolution of the Chinese Altai // *Gondwana Research.* 2010. Vol. 18. P. 438–454.

ВОЗРАСТ ДЕВОНСКИХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ
ГОРНОЙ ШОРИИ (АЛТАЕ-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ)

Гутак Я.М., Антонова В.А.

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

Вулканические образования в разрезах девонской системы западной части Алтае-Саянской складчатой области встречаются на разных стратиграфических уровнях от раннего девона (эмсский ярус) до позднего девона (фаменский ярус). При этом относительный возраст этих образований последовательно омолаживается в направлении с востока на запад. Такое омоложение происходит скачкообразно и связано с перемещением положения островодужной системы. В легенде Алтайской серии геологических карт территории РФ второго издания в западной части АССО выделен нижнедевонский Алтае-Минусинский вулканоплутонический пояс (ВВП), Салаиро-Алтайский девонско-раннекаменноугольный ВВП, Рудноалтайско-Салаирский каменноугольный ВВП [1].

Данная работа посвящена уточнению возраста вулканогенно-осадочных образований в пределах Алтае-Минусинского ВВП в пределах Тельбесского вулканического ареала. К настоящему времени считается, что он сформировался в течении эмского и эйфельского веков (конец раннего – начало среднего) девонской системы. Обоснованием для этого служили местонахождения девонских растений и спор в подразделениях тельбесской серии [2]. Общепринятой детализации этого стратиграфического подразделения не существует. Одни авторы делят тельбесскую серию на учуленскую, тазовскую, казанкольскую свиты [1]. Другие – внутри вулканогенно-осадочного комплекса выделяют тельбесскую, антроповскую и абрамовскую свиты [3]. Третьи – расчленяют серию на базальтоидную и риолитоидную толщи [4]. Время проявления активной вулканической деятельности в ареале при такой трактовке составляет около 16 млн лет (продолжительность эмского и эйфельского веков). Эти цифры значительно превышают время активной деятельности современных вулканов. Для Эльбруса, например, время активного вулканизма оценивается в 1,5 млн лет (в десять раз больше предполагаемой для Тельбесского палеовулкана).

Суммарная палеофлористическая характеристика тельбесской серии показывает, что в комплексе присутствуют отпечатки нижнедевонских и среднедевонских типов растений. В случае присутствия в сборах псилофитов возраст вмещающих пород определялся как раннедевонский (эмский век), а если среди окаменелостей определяли протоптеридии – то отложения относили к среднему девону. В некоторых случаях в местонахождениях встречался смешанный комплекс растений (как правило, определения разных авторов по разным сборам) и тогда начинались дискуссии по возрастному положению отложений и принадлежности к той или иной свите вулканической серии.

В качестве примера можно привести историю изучения местонахождения растений в правом борту р. Мрассу (600 м выше устья р. Унзас). Согласно геологической карте района в указанном районе распространены отложения абрамовской свиты среднего девона (верхняя часть разреза вулканогенного комплекса). По сборам растений, осуществленных Ю.С. Надлером (1966) здесь определены виды *Bucheria ovata* Defr., *Taeniocrada* cf. *dubia* Kr. et Weyl. и споры *Leiotriletes microrugosus* (Ibr.) Naum., *L. pullatus* Naum., *L. plicatus* (Waltz) Naum., *L. plicatus* var. *maior* Nadl., *Lophortiletes rugosus* Naum., *Retusortiletes translaticus* Tschibr. var. *maior* Nadl., *Acanthotriletes perpusilus* Tschibr. Возраст вмещающих слоев по заключению автора сборов следует определять как раннедевонский (эмский век).

В 2013 г. нами были повторены сборы растений в указанной географической точке. В течение двух дней из местонахождения были извлечены около сотни образцов с отпечатками. Комплекс растений содержит *Taeniocrada* sp., *Protobarinophyton obruchevii* Anan, *Margophyton goldschmidtii* (Halle) Zakh., *Barrandeinopsis antiqua* (Tschir.) Radcg. (определения В.А. Антоновой), и есть наряду с раннедевонским видом *Margophyton goldschmidtii* присутствует среднедевонский вид *Barrandeinopsis antiqua*.

На такое совместное нахождение разновозрастных типов флоры недавно указал В.Н. Коржнев на примерах вулканогенно-осадочных отложений Горного Алтая [5, 6]. Такая совместная встречаемость окаменелостей приходится на довольно узкий возрастной диапазон (верхняя часть эмского века раннего девона) и это делает возможным довольно точное определение относительного возраста отложений. Недавно эта закономерность была подтверждена нами в разрезе прибрежноморских отложений по долине р. Кочурла, где смешанный комплекс флоры встречается совместно с мшанками и кораллами шандинского времени [7].

На сегодняшний момент можно, со значительной долей уверенности, утверждать, что формирование Тельбесского палеовулкана приходится на короткий интервал геологического времени (часть яруса) сравнимый с известными примерами длительности активной фазы потухших недавно вулканов. Сказанное требует тщательной ревизии всех известных в районе распространения тельбесской серии местонахождений растительных остатков (предыдущие находки, как правило, были случайными и отсюда неполными сборами геологов) и уточнения относительного возраста отложений. Это даст возможность построить принципиально иную стратиграфию Тельбесского палеовулкана, выделить жерловые, склоновые, удаленные фации. Первая и единственная к настоящему времени попытка такой интерпретации была предпринята Е.Е. Котельниковым [8], но она не учитывала фациальной приуроченности местонахождений растительных остатков. Наличие захоронений растений указывают на удаленную фацию палеовулкана. Жерловые и склоновые фации в девонское время были непригодны для жизни растений, которые тесно связаны с водоемами и не могут существовать без них. В Унзасском местонахождении совместно с растениями нами найден зуб двоякодышащей рыбы, что доказывает наличие здесь озерного водоема. На склоне вулкана наличие такого водоема трудно себе представить.

Оконтурив удаленную фацию стратовулкана, можно будет определить остальные фации и приступить к определению последовательности излияний. Самые древние из них будут тяготеть к вулканическим жерловицам, а наиболее молодые - находиться на периферии современного среза палеовулкана.

Литература

1. Шокальский С.П., Зыбин В.А., Сергеев В.П. и др. Легенда Алтайской серии Государственной геологической карты Российской Федерации масштабы 1:200000 (Издание второе). Новокузнецк, 1999. 136 с.
2. Усов М.А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Томск: Изд.-во Зап.-Сиб. геол. треста, 1936. С. 98–99.
3. Батулин В.С. Фазы тектогенеза Тельбесского района Горной Шории // Проблемы Советской геологии. 1936. № 7. С. 566.
4. Туркин Ю.А., Федак С.И. Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая. Томск: СГТ, 2008. 460 с.
5. Коржнев В.Н. О смене псилофитовой флоры прапапоротниковой в эмсе в Горном Алтае // Вестн. Томск. ун-та. 2011. № 353. С. 205–211.
6. Коржнев В.Н. Палеогеография появления компонентов флоры протоптеридиевого типа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. № 4. С. 1–14.
7. Гутак Я.М., Антонова В.А., Мезенцева О.П., Дьяченко Н.К., Токарев В.Н. Первая находка морских нижнедевонских отложений в Горной Шории (Западная часть Алтае-Саянской складчатой области) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2015. № 2. С. 11–15.
8. Котельников Е.Е. Строение и развитие палеозойского вулкана Тульбесской структуры Горной Шории: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2010. 23 с.

**ЭВОЛЮЦИЯ СТРУКТУР И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПОРОД ОФИОЛИТОВОЙ
АССОЦИАЦИИ ГОРЫ БАРХАТНОЙ
(КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ)**

Дугарова Н. А., Гертнер И. Ф., Краснова Т. С.

*Томский государственный университет, г. Томск
labspm@ggf.tsu.ru*

Офиолиты северного склона Кузнецко-Алатауского хребта являются наиболее представительными фрагментами субокеанической коры, сформировавшейся в рифее ($T(\text{Sm-Nd}) = 950 \pm 59$ и 937 ± 50 млн лет) [1]. Они характеризуются поясовым развитием вдоль главного линейамента региона и представлены четырьмя зональными полукольцевыми фрагментами, контуры которых трассируются «реститовыми» ультрабазитами и серпентинитами, а внутренняя часть сложена магматическими ультрамафитами и мафитами [2]. Наиболее сохранившимся и изученным офиолитовым парагенезом в настоящее время выступает ассоциация гор Бархатной, Заячьей, Северной и Зеленой. Предполагается как минимум три стадии ее экзгумации на современную поверхность, отражающие главные этапы тектонической эволюции складчатого ансамбля региона.

Первая стадия соответствует формированию аккреционной призмы активной островной дуги, в составе которой происходит обдукция фрагментов океанической литосферы, сохраняющей структурную ориентировку северо-западного простирания в центральных блоках гипербазитовых тел гор Северная и Бархатная. Она соответствует наиболее высокотемпературным процессам пластических деформаций оливина и развитию изоклинальной складчатости в гипербазитах. Возрастной диапазон подобных событий охватывает промежуток от позднего рифея до среднего кембрия. Вторая стадия контролируется преимущественно вертикальными движениями вдоль субмеридиональных тектонических разрывов с широким развитием рекристаллизации на флангах ультрабазитовых блоков при относительно умеренных температурах и давлениях. Она сопровождается внедрением крупных базитовых, сиенитоидных и гранитоидных интрузий линейного типа, геодинамическая обстановка формирования которых соответствует этапу коллизионного роста Алтае-Саянского супертеррейна в позднем кембрии–ордовике. Третья стадия коррелируется с девонским рифтогенезом и сопровождается заложением серии впадин и грабенов, выполненных вулканитами повышенной щелочности и «красноцветными» терригенными осадками. Реальные тектонические события этой стадии для исследуемого офиолитового парагенеза выразились в трансформации ядерного блока базитов относительно гипербазитовых флангов в южном направлении с формированием серпентинитового меланжа на горе Заячья и зон интенсивного расщепления габброидов восточного склона горы Северной на их границе с гипербазитами, а также в активизации секущих сдвигов в массивах гор Северная и Бархатная с соответствующей СВ и СЗ ориентировкой. Данные деформации соответствовали в большей степени динамометаморфическим преобразованиям пород в верхних горизонтах земной коры и характеризовались низкими температурами и локально повышенными давлениями. Индикатором поздних событий выступает и становление Бархатно-Кийского интрузива субщелочных габброидов и пуласкитов, породы которого прорывают ультрабазиты горы Бархатной и раннедевонские эффузивы Растайского грабена.

Проведенные нами дополнительные исследования по минералогии и геохимии базитов гор Бархатной и Зеленой подтверждают многостадийные метаморфические преобразования, реализуемые в разных P - T условиях и на разных стадиях обдукции фрагментов океанической коры. Состав базитового ядра этого офиолитового парагенеза обладает определенной зональностью. На западном склоне горы Бархатная преобладают достаточно однородные мелко- и среднезернистые габбро, габбро-диабазы, пронизанные многочисленными дайковыми и жильными телами микрогаббро, микрогаббродиоритов и, реже, дацитовых порфиров. По своим петро- и геохимическим особенностям данные породы соответствуют умеренно и высокотитанистым низкомагнезиальным мафитам, наиболее распространенным в верхних частях габброидного разреза и комплекса параллельных даек. Базиты восточного склона горы Северная и на горе Зеленая представлены габброидами разной меланократовости с признаками дифференциации и полосчатых текстур, что соответствует породам верхних серий плутонического комплекса [3]. Все базиты несут признаки наложенных метаморфических изменений (вплоть до эпидот-амфиболитовой фации).

При исследовании минерального состава метабазитов установлено, что полевые шпаты представлены широким спектром состава: от альбита до битовнита. Основные плагиоклазы образуют вытянутые призматические зерна, которые в различной степени замещены вторичными минералами (серицит, доизит и кальцит).

Андезины диагностированы в диабазах горы Бархатная, обладают вытянутой прямоугольной формой, незакономерной ориентировкой и по краям замещаются альбитом. Кислые плагиоклазы установлены во всех образцах и для них характерны структуры замещения, где альбит развивается по средним и основным плагиоклазам, образуя зерна неправильной формы. Этот тип плагиоклаза фиксирует достаточно низкотемпературные преобразования исходных пород.

Не менее распространенными минералами являются амфиболы, диапазон состава которых также довольно широк (ферроэдентит, ферропаргасит, магнезиогастингсит, магнезиальная, железистая и актинолитовая роговые обманки). Амфиболы образуют как слабо-, так и сильновытянутые зерна, местами с шестиугольным разрезом. Нередко встречаются агрегаты неправильной формы. В отдельных кристаллах отчетливо наблюдается зональное строение минерала не только оптически, но и по составу. Центральные части обычно сложены ферропаргаситом, а внешние зоны – железистой и актинолитовой роговой обманкой.

Полученные данные по фазовым взаимоотношениям и изменениям химических составов минеральной пары «плагиоклаз – амфибол» предполагают несколько этапов преобразований исследуемых пород с признаками как прогрессивного, так и ретроградного метаморфизма. По биминеральному геотермобарометру [4] выделяются две стадии: прогрессивный пик метаморфизма установлен при $T = 540\text{--}680\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 2\text{--}6$ кбар, а параметры регрессивного этапа характеризуются $T = 450\text{--}510\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 2\text{--}8$ кбар. Это подтверждается и результатами амфиболового геотермобарометра [5], где образование минералов краевых частей происходило в условиях $T = 340\text{--}440\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 1$ кбар, накладываясь на более высокотемпературные амфиболы центральных частей, возникших при $T = 550\text{--}650\text{ }^{\circ}\text{C}$ и $P = 2\text{--}7$ кбар. Приведенные данные по температурам формирования данных минералов подтверждают три вероятных рубежа деформаций и метаморфических преобразований офиолитов.

Другим аспектом обоснования многостадийной экзгумации фрагментов древней океанической коры в верхние горизонты земной поверхности выступают изотопно-геохимические исследования горных пород и слагающих их минералов, выполненные нами в последние годы для данного объекта. Наиболее ранний этап обдукции реститовых ультрабазитов в условиях заложения «рифейской» океанической островной дуги может быть сопоставлен с эпизодами регионального метаморфизма на уровне эпидот-амфиболитовой фации. Данный процесс был зафиксирован по результатам Sm-Nd изотопных исследований амфиболитов Томского выступа, где установлен изохронный возраст амфиболитов 703 ± 63 млн лет [6], а также для дайки метабазальта (микрогаббро-амфиболита), прорывающей южную оконечность Бархатного гипербазитового массива. Для последней нашими исследованиями получены новые Sm-Nd изотопные данные, соответствующие изохроне с возрастом 676 ± 16 млн лет. В настоящее время для различных магматических комплексов получен широкий спектр возрастов, отражающий различные этапы тектонической эволюции Кузнецкого Алатау. Однако наиболее поздним фрагментом магматической активности в этом регионе остается активизация на уровне 265 млн лет, которая установлена для щелочных пород Горячегогорского массива [7]. Для магматического перидотита западного склона горы Бархатной по Sm-Nd минеральной изохроне получена датировка 244 ± 37 млн лет, которая отражает наиболее поздние тектонические движения вдоль границы Раствайского грабена. В составе лейкократовой компоненты данной породы при микрозондовых исследованиях установлен широкий спектр минералов (альбит, анальцит, лабрадор, K-Na полевой шпат, кальцит и др.), который отражает вероятный щелочной метасоматоз на поздних стадиях преобразования исходных магматических пород.

Таким образом, структурно-вещественная эволюция базитовой компоненты офиолитовой ассоциации гор Северной, Зеленой и Бархатной соответствует этапам пластической деформации реститовых гипербазитов, а в отдельных эпизодах даже дополняет её.

Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта 8.1.14.2015 (программа повышения конкурентоспособности Ведущего исследовательского Томского государственного университета).

Литература

1. Gertner I.F., Bayanova T.B., Krasnova T.S., Vrublevskii V.V., Sayadyan G.R. Age and matter sources of ophiolites of the Kuznetsk Alatau, SW Siberia: new Sm-Nd isotope data // Mineralogical Magazine. 2013. Vol. 77, N 5. P. 1159.
2. Коновалова О.Г., Прусевич Н.А. Дунит-гарцбургитовые массивы Кузнецкого Алатау и Салаира. Новосибирск: Наука, 1977. 166 с.
3. Краснова Т.С., Уткин Ю.В., Рихванов Л.П. Геохимия габброидов офиолитовой ассоциации г. Бархатной (Кузнецкий Алатау) // Магматизм и геодинамика Сибири: Тез. докл. науч. конф. Томск, 1996. С. 27–29.

4. Мишкин М.А. Амфиболовый геотермобарометр для метабазитов // Докл. АН СССР, 1990. Т. 312, № 4. С. 944–946.
5. Плюснина Л.П. Экспериментальное исследование равновесий метабазитов, геотермобарометрия // Эксперимент в решении актуальных задач геологии: сб. науч. трудов. М.: Наука, 1986. С. 174–183 с.
6. Плотников А.В., Ступаков С.И., Бабин Г.А., Симонов В.А. Возраст и геодинамическая природа офиолитов Кузнецкого Алатау // Докл. РАН. 2000. Т. 372, № 1. С. 80–85.
7. Гертнер И.Ф., Врублевский В.В., Тишин П.А., Гринев О.М., Гутierrez-Алонсо Г., Баянова Т.Б., Серов П.С. Формационный статус горячегогорского комплекса: особенности вещественного состава, геохронологической аттестации и структурной позиции типоморфного массива // Второе Российско-Казахстанское международное научное совещание «Корреляция алтаид и уралид». Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2014. С. 35–37.

ЭВОЛЮЦИЯ ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА И МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Душин В. А.

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

Полярноуральский фрагмент Урало-Монгольского орогенного пояса представляет из себя сложный ансамбль структурно-вещественных ассоциаций различных геодинамических режимов. Он содержит фрагменты океанически-островодужных сегментов Палеоазиатского и Палеоуральского океанов, а также блоки древней (с возрастом 1,4–2,7 млрд. лет U-Pb, Sm-Nd) большей частью континентальной коры (Карский, Марункеуско-Малыкский, Харбейский, Няртинский, Неркаюский, Маньхамбовский). Доколлизийные вулканические пояса рифея-венда коррелируются с аналогичными ассоциациями Таймыра, Енисейского кряжа и Восточного Саяна [2]. Проведенные исследования в рамках ГДП-200 листов Q-42-XXXI, XXXII, Q-42-I, II, VII, VIII, P-40-XII, P-40-VI позволили установить широкое проявление в регионе внутриплитного магматизма, по-видимому, плюмового типа, продуцирующего широкий спектр разнообразного оруденения включая и специфическую золото-уран-редкометалльную (иногда с платиноидами) металлогению, нередко затушованную проявлениями продуктов других геодинамических обстановок [1].

Особенно интенсивно он проявился в Палеоконтинентальном секторе Уральского Севера в дорифейской, рифейско-кембрийской, палеозойской и мезозойско-кайнозойской эпохах. Магматизм первой, в виду интенсивных метаморфических преобразований, диагностируется с трудом. В основу идентификации здесь положены петро-геохимические параметры, которые свидетельствуют о широком развитии метабазитовых ассоциаций (сланяногорский, васькеуский, неркаюский, хальмеринский комплексы) траппового типа. При этом широко развиты метадайки (рои даек), которые, по-видимому, свидетельствуют о режиме рассеянного спрединга при формировании последних. В Няртинском и Харбейском блоках, наряду с базитами развиты мигматит-гранитовая формация, слагающая Хобеизскую, Евьюганскую, Лаптаюганскую купольные структуры. Дорифейская металлогения обусловлена проявлением метаморфогенного оруденения главным образом неметаллических полезных ископаемых (графит, кианит, мусковит), а также железа, титана и отчасти марганца в связи с преобладанием внутриплитных авлакоген-рифогенных процессов на ранних стадиях эволюции планеты. Рифейско-кембрийская эпоха характеризуется проявлением внутриплитного магматизма, в какой-то мере наследующего дорифейскую эпоху. Особенно это характерно для ранне-среднерифейского этапа с его обширным платобазальтовым магматизмом (метабазаит-долеритовой формации – верхнекожимский и пуйвинско-хобеинский комплексы) и становлением гранитоидов маньхамбовского и гердизского комплексов. Они, по-видимому, проявлялись унаследовано вслед за образованием мигматит-гранитовых ассоциаций и куполообразования в пределах формировавшейся протоплатформы. При этом как в Маньхамбовском, так и в Малопатокском, Кожимском и Харбейском блоках массивы гранитоидов формировались в интервалах 1400 млн лет (Маньхамбовский массив), 1220 млн лет (Вангырский, Малопатокский массивы) и 1180 млн лет (Хаталамбалапченский массив) соответственно. Металлогения рифейского внутриплитного этапа обусловлена преимущественным развитием тантал-ниобиевой (редкометалльные пегматиты Патокского проявления) и золото-уран-редкометалльной минерализации, приуроченной к грубообломочным отложениям каратауского стратона, залегающего на размытой (с корой выветривания) поверхности средне-позднерифейских гранитов маньхамбовского комплекса (Щербинское, Неизвестное, Турман Ук-ю и др.). В зоне древнего (RF_{2,3}) структурно-стратиграфического несогласия проявился важный с точки зрения формирования месторождений «типа несогласия» рудоподготовительный этап, выразившийся в проявлении гранитизации, щелочного метасоматоза, становления высокоактивных гранитов и редкометалльных пегматитов, и как результат – в образовании древних продуктивных россыпей [1].

Палеозойская эпоха характеризуется большим разнообразием проявлений внутриплитного магматизма, главным образом, в Оченырдыско-Манитаньрдской, Ляпинской, Лемвинской и отчасти Елецкой и Тагильской зонах. При этом его наиболее мощные вспышки относятся к среднему-позднему кембрию, ордовика и девонур-раннему карбону. По-видимому, в результате внутриплитных, в том числе плюмовых, процессов в кембрии произошел подъем, разрыв и растяжение континентальной литосферы с проявлением кимберлитового (хартеский комплекс) и щелочно-ультрабазит-базитового магматизма (сивьягинский, изьяхойский, комплексы). В ордовике в связи с продолжающимся растяжением возникла система линейных северо-восточных и субмери-

диональных разрывов и мощных зон трещиноватости, приведших к проявлению щелочно-кислого и толеитового магматизма риолитовой, трахириолитовой, габбро-долеритовой формаций (большепатокский и орангюганский комплексы) соответственно.

Металлогения кембрийско-ордовикского этапа характеризуется развитием уран-золото-редкометалльного (Хыншорское, Грубеинское, Хайминское рудопроявления) и медного (Теснинное рудопроявление) в пределах Елецкой и Ляпинской зон, и медно-полиметаллического с золотом оруденения в Лемвинской зоне (Тыкотловское, Талотинское рудопроявления). С хартеским кимберлитовым комплексом предполагаются проявления алмазов. В девоне-раннем карбоне в пределах Палеоконтинентального сектора произошла внутри-(окраинно) плитная активизация проявившаяся формированием щелочно-салически-мафических пород трахибазальт-трахириолитовой (пагинский, хахаремский комплексы) и габбро-монцонит-сиенитовой (габбро-сиенитовой) формаций ельминского и туяхланьинского комплексов. Магматизм приурочен к узлам пересечения и сопряжения разломов северо-западного и субмеридионального направления. Обращает на себя внимание пространственная сопряженность субщелочного магматизма с поперечными, к общей структуре Урала, выступами, такими как Туяхланьинско-Патокский, Северо-Кожимский, Маньхамбовский и др., которые прослеживаются и под системой вулканоплутонических поясов Тагильской зоны, реализуя в пределах последней проявления ультращелочных составов типа трахитов-анальцититов (Ахтыльский и Люльинский узлы). Здесь же в Тагильской зоне Палеоокеанического сектора с проявлением внутриплитного (окраинноплитного) траппового магматизма плюмовой природы формировался и устьманьинский комплекс. Металлогения данного этапа характеризуется проявлением уранового (Лемвинское и др. рудопроявления) и редкометалльного (тантал-ниобиевого) оруденения сопровождаемого гидротермальными эйситовыми и альбититовыми метасоматитами. Что касается траппового магматизма карбона, то здесь имеются проявления медно-эпидотового типа и формации самородной меди. Не без участия магматизма в Лемвинской и Елецкой зонах шло формирование баритового, бокситового и флюоритового оруденения. Анализ имеющейся на сегодня информации свидетельствует о том, что в пределах Горного Урала и в прилегающих территориях надежно устанавливаются по крайней мере три возрастных уровня проявлений своеобразного внутриплитного плюмового мезозойско-кайнозойского магматизма: пермь-триасовый – щелочно-кислый (торасовейский, лонготский, тайкеусский, поньязский комплексы), трапповый (мусюрский, каротяхинский, красноселькупский комплексы); юрско-меловой – щелочно-базит-ультрабазитовый (эссексит-долеритовый яляяхинский, лампроитовые – немзияхинский, шарьюский, марунский, сертыньинский), калиево-трахит-базанитовый (осовейский комплекс) и неоген-четвертичный – щелочно-базитовый (трахибазальтовый вершинный, проблематичный нырдвоменский комплексы). Металлогения раннемезозойского этапа обусловлена связью с толеитовым магматизмом проявлений хрусталя, исландского шпата (Хасаварка, Пеленгечей), агатов (Харбейское), а с щелочно-кислым – мелких объектов редкометалльной минерализации как в активизированных шовных структурах докембрийских (Тайкеусское, Лонготюганское) и палеозойских блоков (Левдиевское), так и в их внутренних активизированных узлах (Паровашорское и др.). Продуктивность щелочно-базит-ультрабазитового магматизма, относимого к проявлениям мантийного и корово-мантийного типов, интересна, прежде всего, его (сертыньинский, немзияхинский комплекс) алмазонасностью [1]. Кроме того, с вулканизмом юрско-мелового этапа, по нашему мнению, связаны ртутная, вольфрамово-ртутная, (Малотальбейское), кварц-антимонитовая и золото-кварцевая с платиноидами (Петропавловское, Пензенгояхинское, Нундерминское) формации. Палеоген-четвертичная минерация сформирована при широком участии экзогенно-эндогенных (корово-активизационных) процессов и представлена разномасштабными объектами фосфора (Софроновское), золота (Собское), марганца (окисленные руды Пачвожского, Яршорского, Собского объектов), и импактных (?) алмазов (Карское) и урана поверхностного типа [3].

Литература

1. Геодинамика, магматизм и минерация уральской части Северной Евразии / В. А. Душин, О. П. Сердюкова, В. С. Козьмин, А. А. Малюгин и др. // Геология и полезные ископаемые Урала. Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2012. С. 106–131.
2. Душин В. А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра. 1997. 213 с.
3. Душин В.А. Перспективы открытия месторождений урана поверхностного типа в Маньхамбовском блоке (Северный Урал) // Региональная геология и металлогения. 2015. № 63. С. 77–84.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР БОЛЬШОГО АЛТАЯ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

**Дьячков Б. А.^{1,2}, Ойцева Т. А.¹, Кузьмина О. Н.¹, Зимановская Н. А.¹,
Черненко З. И.¹, Матайбаева И. Е.¹**

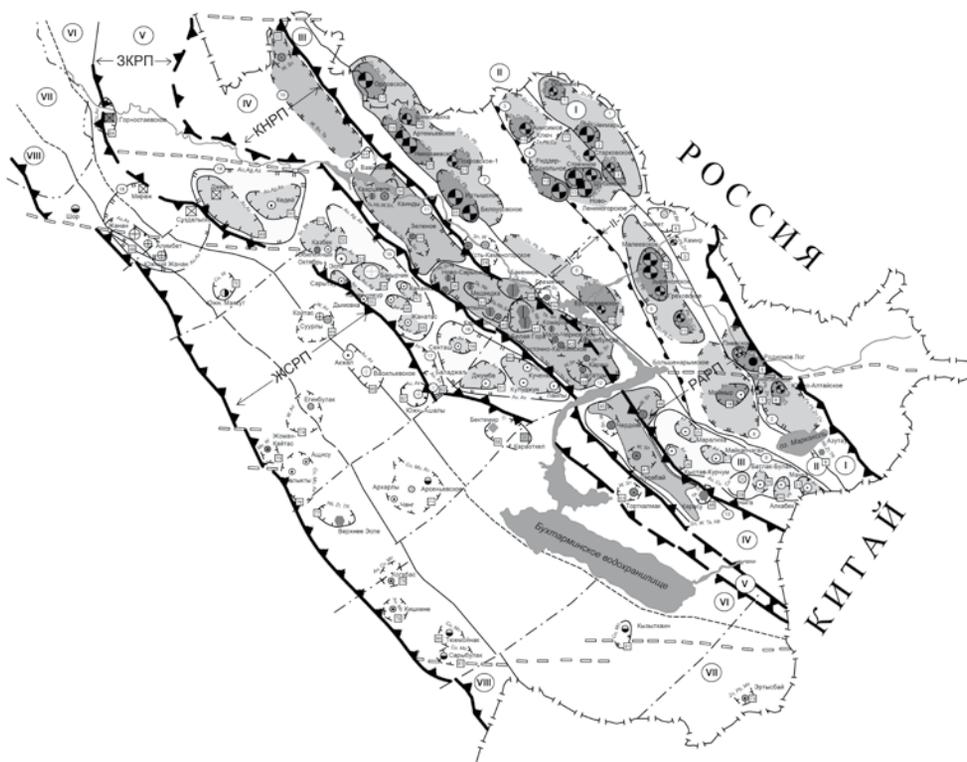
¹Восточно-Казахстанский государственный технический университет,
г. Усть-Каменогорск, Республика Казахстан
bdyachkov@mail.ru

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

Рассматриваемая территория объединяет геологические структуры Рудного Алтая, Западной Калбы и Калба-Нарымской зоны, входящие в общую структуру Большого Алтая (БА) (см. рисунок). Палеометаллогенетический анализ эволюции геологических образований и металлогении за длительную геологическую историю (от докембрия до киммерийского и альпийского циклов включительно) показывает, что интенсивность процессов рудообразования с формированием промышленных месторождений происходила в специфических геодинамических режимах и обстановках [1].

Рудноалтайский медно-полиметаллический пояс размещается на границе с Горным Алтаем, ограничен Локтевско-Караиртышским глубинным разломом и Иртышской зоной смятия. Это высокопродуктивный пояс, сформированный в герцинский цикл в процессе смены геодинамических режимов от начального рифтогенного (D_1) к островодужному (D_3-C_1) с последующей коллизией ($C_{2,3}$), постколлизивной внутриплитной активизацией (P_1-T_1) и стабилизацией (мезозой-кайнозой).

Основные рудоносные структуры образовались в рифтогенно-островодужной обстановке ($D_1-D_3fm_1$) на раздробленной коре Горноалтайской окраины континентального типа. По геофизическим данным Рудный Алтай рассматривается как подвижный пояс тектоносферы, фиксируемый системой эшелонированных глубинных разломов, проникающих в активизированную ВМ. Рудообразование происходило в субмаринных условиях, очевидно, при восходящей водногидротермальной системе растворов с ювенильным источником метал-



Геотектоническая позиция Рудно-алтайского медно-полиметаллического, Западно-Калбинского золоторудного и Калба-Нарымского редкометалльного поясов в геологических структурах Большого Алтая.

лов (Fe, Mn, Cu, Pb, Zn, S, Au, Ag и др.) и растворенными газами (CO_2 , N_2 , H_2S , S, Cl и др.). Модель рудообразования отражает генетическую связь медно-полиметаллических месторождений с девонским базальт-андезит-риолитовым вулканизмом, многостадийность рудного процесса и многоэтажность распределения оруденения с вертикальным размахом руд до 1500 м.

Промышленные медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения размещаются в стержневой части Рудного Алтая в Рудноалтайско-Ашалинской металлогенической зоне, ограниченной Белоубинско-Маркакольским и Иртыш-Маркакольским глубинными разломами. Металлогеническая зона подразделяется на две подзоны: Лениногорско-Зырянскую и Приртышско-Ашалинскую. Важнейшие рудные районы: Лениногорский (Риддер-Сокольное, Тишинское, Ново-Лениногорское месторождения), Зыряновский (Зыряновское, Малеевское, Греховское) и Приртышский (Орловское, Николаевское, Артемьевское, Белоусовское и др.).

На юго-восточном фланге Рудного Алтая отмечается резкое сужение структурно-формационных и металлогенических зон, связанное с тектоническим сжатием в процессе коллизии Джунгарской и Сибирской плит. Продолжение Рудного Алтая здесь фиксируется Теректинско-Александровской рудоносной зоной, перспективной на Cu, Pb, Zn, Au (Н.В. Полянский, О.П. Евтушенко, 2008). Далее эта структура прослеживается в Китай, где известны месторождения рудноалтайского типа – Ашалы, Коктал и Тимурты [2]. Изложенные данные показывают, что Рудно-Алтайский пояс – это крупная рудоносная структура региональной ранговости, в которой сохраняются перспективы открытия новых месторождений.

Западно-Калбинский пояс объединяет основные золоторудные месторождения, образовавшиеся в среднегерцинскую стадию (C_1 – C_3) в коллизионной геодинамической обстановке, в условиях горизонтального сдвижения, столкновения и подворота континентальных литосферных плит (казахстанского и алтайского типов), проявления главной фазы складчатости и системы глубинных разломов корово-мантийного типа. Область коллизии фиксируется Зайсанской сутурной зоной и Чарско-Горностаевским офиолитовым поясом. В сутурной зоне сосредоточено более 450 месторождений и рудопроявлений золота, образующих крупный Восточно-Казахстанский золоторудный пояс (длина более 800 км, ширина – 60–80 км), прослеживающийся на северо-западе в Россию, а на юго-востоке в Китай. Основные рудные районы – Мукурский, Бакырчикский, Кулуджунский, Баладжальский и Южно-алтайский. Пояс объединяет ведущие геолого-промышленные типы месторождений: 1) золото-сульфидный прожилково-вкрапленный (суздальский), 2) золото-кварцевый (кулуджунский), 3) золото-сульфидно-углеродистый (бакырчикский), 4) золото-березитовый (баладжальский), 5) золото-сульфидный лиственитовый (маралихинский) и 6) золото-кластогенный (россыпной) [3]. Такая значительная протяженность рудного пояса раскрывает новые возможности для прогнозирования и поиска новых золоторудных объектов за счет глубинного изучения известных рудных полей, поиска скрытых и погребенных месторождений и оценки новых типов золотого оруденения. Авторами получена дополнительная информация о вещественном составе объектов золотожаспероидного типа и по результатам растровой электронной микроскопии, с выделением типоморфных минералов (гетит, пирит, арсенопирит, магнетит, пиролюзит, золото).

Калба-Нарымский редкометалльный пояс ограничен Нарымско-Бурчумским и Теректинско-Улунгурским глубинными разломами. По геодинамическим построениям Калба-Нарымская зона рассматривается как террейн, причленившийся к Большому Алтаю в стадию герцинской коллизии. В раннюю рифтогенную стадию это был крупный прогиб, выполненный преимущественно карбонатно-терригенными и углеродисто-терригенными отложениями (кыстав-курчумская свита D_2gv такырская D_3 свиты). В среднюю коллизионную стадию проявились молассовая формация (таубинская свита C_2) и гипабиссальные малые интрузии, дайки плагиигранитов и гранодиоритов (кунушский комплекс C_3). В позднюю постколлизионную стадию здесь сформировался крупный Калба-Нарымский гранитоидный пояс пермского возраста. Мощное развитие пермского гранитоидного магматизма типично для других регионов Центральной Азии [4].

Наиболее рудоносные гранитные массивы сформировались в мобильной тектонической обстановке (Центрально-Калбинский рудный район). Модель образования редкометалльно-пегматитовых месторождений определяется их генетической связью с гранитами калбинского комплекса и пространственным размещением рудных жил в гранитных массивах и их экзоконтактах. Рудоконтролирующее значение придается системе северо-западных и широтных глубинных разломов и их оперяющим структурам. По генетической систематике выделяются месторождения пегматитового, альбитит-грейзенового, грейзеново-кварцевожилкового, гидротермального кварцевожилкового и кластогенного (россыпного) типов. Главные месторождения представлены редкометалльными пегматитами (Бакенное, Юбилейное, Белая Гора и др.).

Важнейшая задача заключается в научном обосновании восполнения минерально-сырьевой базы редких металлов, доизучении флангов и глубоких горизонтов известных рудных полей, прогнозирования и по-

исках скрытых и погребенных месторождений, оценки нетрадиционного «внепегматитового» оруденения и в комплексном использовании минерального сырья.

Работа подготовлена при финансовой поддержке ГУ «Комитета науки» МОН РК №508 от 07.03.2014.

Литература

1. Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 1-2. Алматы, Гылым, 1998. 304 с; РИО ВАК РК, 2000. 400 с.
2. Chunming Han, Wenjiao Xiao, Guochun Zhao et. al. Mid–Late Paleozoic metallogenesis and evolution of the Chinese Altai and East Junggar Orogenic Belt, NW China, Central Asia // Journ. Geosci. 2014. Vol. 59. P. 255–274.
3. Дьячков Б.А., Кузьмина О.Н., Зимановская Н.А. и др. Типы золоторудных месторождений Восточного Казахстана. Усть-Каменогорск, 2015. 204 с.
4. Владимиров А. Г., Крук Н. Н., Хромых С. В. и др. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в коре и мантии // Геология и геофизика. 2008. Т.49, № 7. С. 621–636.

**ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ
РУДНОАЛТАЙСКОЙ СДВИГОВОЙ ЗОНЫ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА СОВРЕМЕННЫХ
МУЛЬТИСПЕКТРАЛЬНЫХ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ**

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

*Томский политехнический университет, г. Томск
vlgitkov@yandex.ru*

Получившие в последнее десятилетие широкое развитие и распространение материалы разнообразных цифровых космических съемок (мульти- и гиперспектральные, радарные) и совершенствование программно-го обеспечения по их обработке дали в руки геологов новый уникальный инструмент познания геологических систем, их строения, взаимоотношения составных элементов и в итоге – их эволюции. Уникальность данных материалов состоит в следующем:

- объективность и достоверность исходных данных;
- площадная непрерывность информации (при геолого-съемочных, геофизических и геохимических работах исследователь имеет дело с дискретными данными);
- равноазимутальность информации (в отличие от профильных съемок, где достоверность данных зависит от направления профилей);
- масштабная непрерывность (исследователь имеет возможность анализировать информацию практически с любым уровнем обзорности, генерализации и детализации);
- «мобильность» исследователя, позволяющая ему сравнивать геологические объекты и обстановки расположенные на любой удаленности друг от друга;
- возможность целиком наблюдать и изучать гигантские геологические объекты и явления размерами в десятки, сотни и тысячи километров (что прежде было недоступно для наземных геологических съемок и аэрофотосъемок).

Данные факторы в совокупности с накопленной за годы изучения различными исследователями информацией позволяют получать новые данные и новое видение даже для геологических структур и систем имеющих длительную историю исследований.

Разномасштабные космогеологические работы по изучению Рудного Алтая в последние годы [1–4] 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 протяжении 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 с длительной историей развития. Размеры тектонических линз первого порядка достигают по длинной оси 700 км и 400 км в поперечнике. 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.

Линзовидные блоки I порядка, в свою очередь, имеют строение, присущее зоне в целом и состоят из серии линзовидных образований меньшего размера, разделенных швами пластического течения. Размеры линз II иерархического уровня составляют по длинной оси 300–350 и 150–200 км по короткой оси. Ширина межблоковых швов достигает 50 км. При этом для межблоковых зон пластических деформаций установлено подобное же строение с той лишь разницей, что размеры составляющих их тектонических линз меньше, а соотношение длинной и короткой осей достигает 1/5.

Блоки III порядка характеризуются размерами 70–100 км по длинной оси и 35–45 км по короткой и т.д.

Всего при космогеологических исследованиях данной геологической системы удалось распознать линзовидные блоки до VIII порядка с размерами 1,0–2,5 × 0,5–0,7 км.

Анализ полученных данных позволяет предложить следующую схему космогеологических структур Рудного Алтая (см. рисунок), основными элементами которой являются:

- главная тектонометаллогеническая зона северо-западного простирания;
- тектонические линзы (глыбовые массивы [5, 6]), входящие в состав Главной зоны;

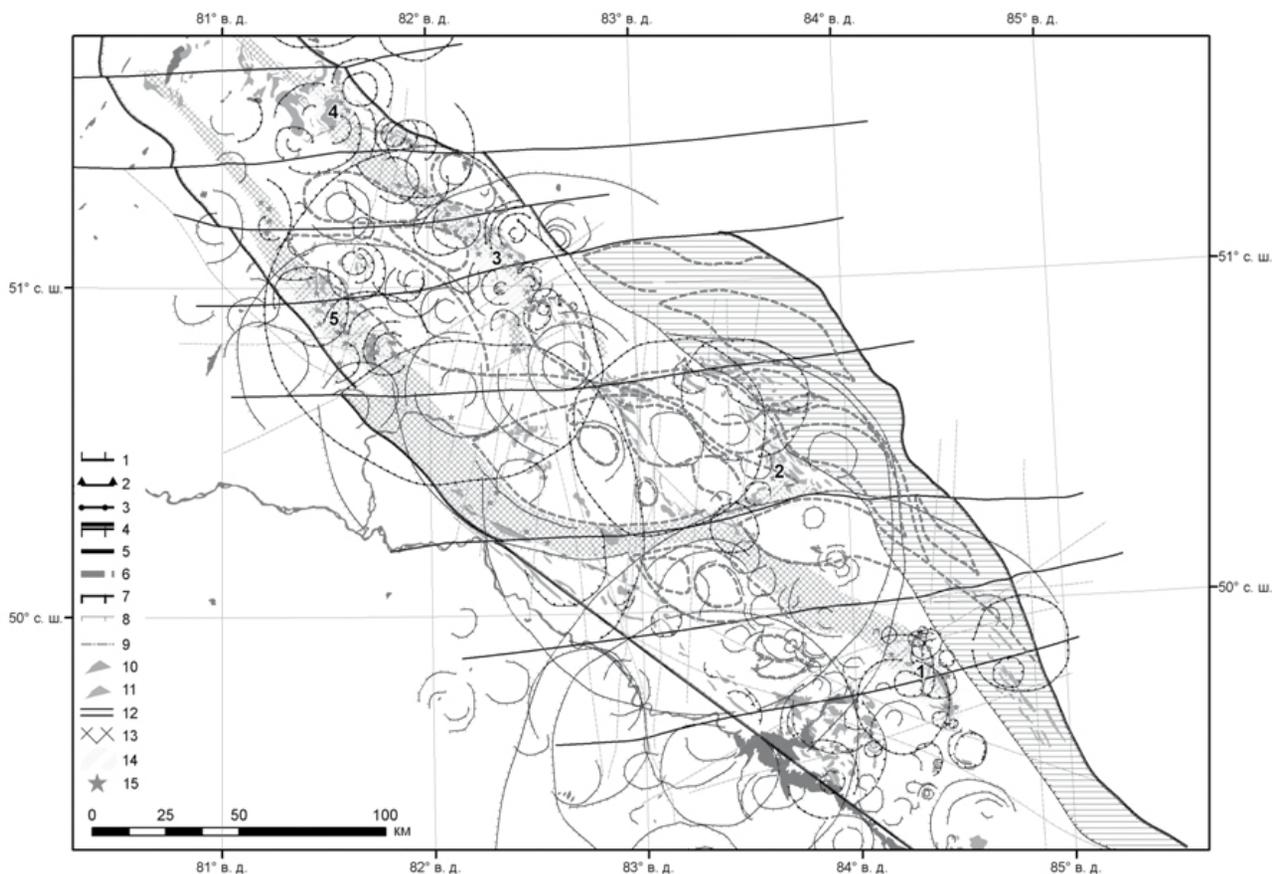


Схема космогеологических структур Рудного Алтая:

1–3 – кольцевые структуры: 1 – плутоногенные, 2 – вулканогенные, 3 – комбинированные; 4 – границы главной тектоно-металлогенической зоны; 5 – субширотные сбросо-сдвиговые структуры; 6 – тектонические линзы, сложенные гранитоидами; 7 – граница Северо-Восточной зоны смятия; 8 – частные металлогенические зоны, сингенетичные с основной складчатостью и динамометаморфизмом; 9 – разрывные нарушения второго порядка; 10–11 – малые интрузии: 10 – кислого и 11 – среднего и основного составов; 12 – Северо-Восточная зона смятия; 13 – деформационно-метаморфические («рудоконтролирующие») зоны; 14 – рудные районы: 1 – Зырянский, 2 – Лениногорский, 3 – Змеиногорский, 4 – Рубцовский, 5 – Золотушинский; 15 – месторождения полиметаллов

- Северо-Восточная зона смятия;
- деформационно-метаморфические рудоконтролирующие зоны;
- субширотные сбросо-сдвиговые структуры;
- кольцевые и дуговые структуры различного генезиса;
- прочие, осложняющие разрывные нарушения.

Главная тектоно-металлогеническая зона представляет собой зону смятия и дробления северо-западного простирания 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 погружается в северо-западном направлении, где и перекрывается мощным (до 350 м) чехлом неоген-четвертичных отложений. В состав зоны входят тектонические линзы. Они имеют линзовидно-каплевидную форму и ориентированы согласно простиранию главной тектоно-металлогенической зоны. Их размер колеблется от 27 до 81 км по длинной оси и от 11 до 23 км по короткой.

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-блоковый структурный рисунок. При этом максимально опущенными являются северо-западные блоки.

Анализ полученных данных показывает, что все известные рудные районы располагаются в пределах главной тектоно-металлогенической зоны, в пределах деформационно-метаморфических («рудоконтролиру-

ющих» металлогенических) зон, в тенях давления тектонических линз, во внутренних частях вулканогенных или комбинированных кольцевых структур с радиусами 14–25 км. Полученные закономерности можно рассматривать как региональные космогеологические критерии прогнозирования полиметаллических месторождений Рудно-Алтайского типа.

Литература

1. Ананьев Ю.С., Поцелуев А.А., Житков В.Г., Назаров В.Н., Кузнецов А.С. Космоструктурная модель Зырянского рудного района (Рудный Алтай) // Изв. ТПУ. 2010. Т. 316, №1. С. 24–31.
2. Ананьев Ю.С., Поцелуев А.А., Житков В.Г., Назаров В.Н., Кузнецов А.С. Космоструктурные критерии колчеданно-полиметаллического оруденения Зырянского рудного поля // Геология и охрана недр. 2010. № 2 (35). С. 32–39.
3. Житков В.Г., Поцелуев А.А., Ананьев Ю.С., Кузнецов А.С. Позиция крупных полиметаллических месторождений Рудного Алтая в космогеологических структурах // Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых: Материалы геол. конф., посвященной 75-летию со дня основания кафедры разведочного дела и специальности «Геология и разведка месторождений полезных ископаемых». Томск: Изд-во ТПУ, 2005. С. 391–396.
4. Поцелуев А.А., Ананьев Ю.С., Житков В.Г. и др. Дистанционные методы геологических исследований, прогноза и поиска полезных ископаемых (на примере Рудного Алтая). 2-е изд., доп. и испр. Томск: STT, 2010. 228 с.
5. Зиновьев С.В., Чиков Б.М. Геолого-структурная модель Кедровско-Бутачихинской деформационно-метаморфической зоны (Рудный Алтай) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 7. С. 1018–1026.
6. Зиновьев С.В., Чиков Б.М. К проблеме тектоники деформационно-метаморфических структур (на примере зон смятия Рудного Алтая) // Докл. РАН. 2009. Т. 426, № 1. С. 71–75.

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОЙ ОРГАНИЗАЦИИ Y-ZR-Nb ПРОЯВЛЕНИЯ ЦАХИРИН (МАССИВ ХАЛДЗАН-БУРЭГТЭГ, ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ): КАДАСТРОВО-ИНФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ

Зенина К.С., Коноваленко С.И.

Томский государственный университет
kszenina@ggf.tsu.ru

Комплексная Zr-Nb-P3Э минерализация щелочных гранитов и связанных с ними метасоматитов привлекла к себе пристальное внимание специалистов после обнаружения среди них в конце XX в. нескольких крупных промышленно значимых объектов [1–3]. Один из них найден на территории Западной Монголии. Это щелочно-гранитный Халдзан-Бурэгтэгский массив с одноименным редкометалльным месторождением, в экзоконтакте которого среди долеритов рамы также были обнаружены оруденелые метасоматиты с комплексной Zr-Nb-P3Э минерализацией [4]. Минеральная организация данного проявления, получившего название Цахирин по рядом расположенному колодцу Цахирин-Худук, и является предметом рассмотрения в работе.

Концепции генезиса и минералогия комплекса Халдзан-Бурэгтэг и проявления Цахирин широко обсуждались ранее в литературе П.М. Карташовым [5–8], У. Кемпэ [9], В.И. Коваленко [10, 11]. Отдельные вопросы минералогии метасоматитов участка Цахирин были освещены в статьях [12, 13]. Всеми исследователями признаны два процесса, отвечающие за рудообразование в массиве, – фракционная кристаллизация и вторичные гидротермальные изменения, в результате которых сформировались многочисленные метасоматиты [9, 11].

Метасоматические проявления приурочены к жилообразным измененным зонам, несомненно, гидротермального происхождения. Главные рудные минералы представлены алланитом, цирконом и фергусонитом. Общий список минералов гораздо обширнее и включает 62 минерала, из них на минеральные виды приходится 58.

Согласно геохимическому анализу минерального кадастра (рис. 1) проявления Цахирин, избыточными элементами для него, образующими большее число минералов относительно минерального состава земной коры, являются: Ca, Fe, Ti, TR, Y, Nb, Zr, Th и Be. В тоже время сравнительно с составом земной коры для проявления Цахирин наблюдается дефицит таких элементов, как Mg, Mn, K, Na, Pb, Cu.

Петрогенные элементы (Ca, Fe, Al, Na, Mg, Mn) образуют в большей степени кислородные соединения (силикаты, меньше карбонаты) и оксидные формы. Медь (Cu) в равной степени образует кислородные соли и простые вещества. Наибольшее же элементное разнообразие демонстрируют силикаты, оксиды и гидроксиды. Минеральный состав участка Цахирин относительно обеднен простыми веществами. Пока в нём не обнаружены галоидные соединения. Наибольшее число минеральных видов приходится на силикаты, далее на оксидные и кислородные соединения. Для минерального состава участка установлен следующий кристаллохимический эволюционный ряд: СИЛ>О>КС>ХС>ПВ. Кристаллохимический критерий дифференциации вещества

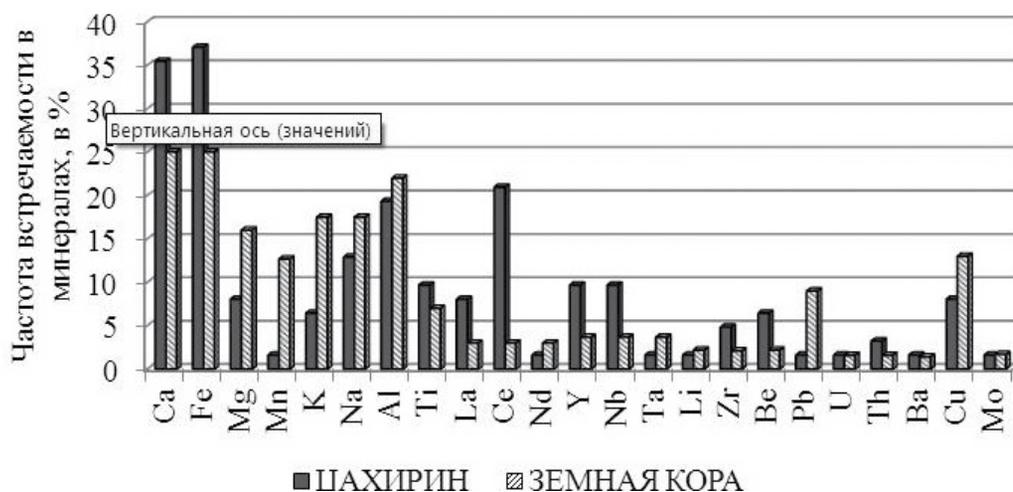


Рис. 1. Распределение химических элементов в минералах земной коры и участка Цахирин

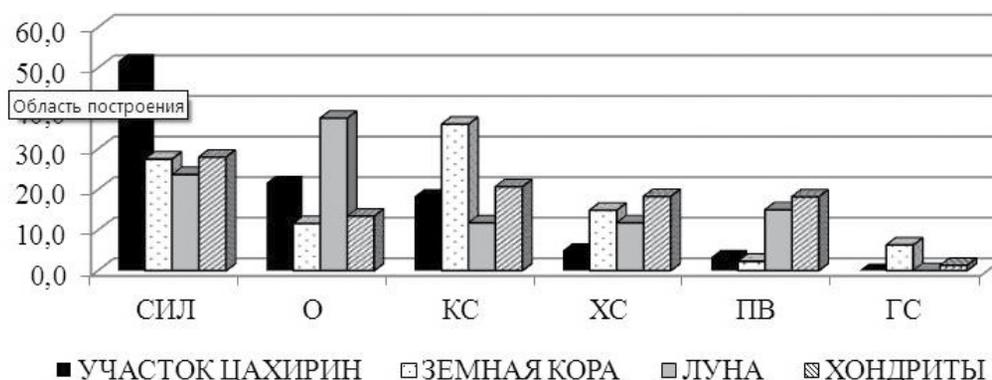


Рис. 2. Сопоставление минеральных кадастров проявления Цахирина (массив Халдзан-Бурэгтэг), земной коры, Луны и хондритов.

Примечание: СИЛ – силикаты; ПВ – простые вещества; ГС – галоидные соединения; КС – кислородные соли; О – оксиды и гидроксиды; ХС – халькогенные соединения

(индекс В/А, где А = ХС+ПВ, В = Сил+КС) составляет 8,6, что ещё раз указывает на высокую долю силикатов.

По показателю Кп, предложенному Н.П. Юшкиным [14] для выявления минералогической специфики провинций и рассчитываемое как числовое соотношение бескислородных и кислородсодержащих минералов (Кп, $K_p = \frac{КС+О}{Сил+КС}$), проявление Цахирина (Кп = 11) относится к провинциям «пегматитового» типа с коэффициентом $K_p > 3$.

Кристаллохимические показатели проявления Цахирина заметно отличаются от таковых для земной коры (рис. 2). Главным образом это выражается в большем числе силикатов, оксидов и меньшей доли кислородных солей в его составе. В целом минерально-видовое разнообразие проявления Цахирина изменяется в ряду: СИЛ > О > КС > ХС > ПВ.

Объединенному кадастровому списку видов отвечает следующая симметрично-ранговая формула, в которой нижний индекс отражает частоту встречаемости (%): $M_{33,3}$ –Тетр_{15,0}–Триг_{15,0}–К_{10,0}–Трик_{10,0}–Р_{8,33}–Г_{8,33}. Минеральный состав участка Цахирина характеризуется заниженной долей кубических минералов и высокой долей моноклинных представителей. Высокие показатели кристаллосимметричной энтропии указывают на принадлежность, как самого массива, так и участка Цахирина к сложным гетерогенным объектам с комплексом минералов различной генетической природы. В целом высокие показатели кристаллосимметричной и кристаллохимической энтропий (2,61 и 1,79 соответственно) отражают эволюцию вещества в направлении минерально-видовой и кристаллохимической усложненности дифференциации вещества. Низкие показатели индекса симметричности (42,78), обусловленные большим числом минералов различных сингоний, указывают на высокую дифференцированность геологического пространства, что соответствует повышенной потенциальной рудоносности исследуемой территории [14].

Литература

1. Miller R.R. Geology of the Strange Lake alkali complex and the associated Zr–Y–Nb–Be–REE mineralization // Current Res., Newfoundland Department of Mines, Mineral Development Division, Report. 1986. 86-1. P. 11–19.
2. Richardson D.G., Birkett T.C. Peralkaline rock-associated raremetals. In: Eckstrand O.R., Sinclair W.D., Thorpe R.I. (Eds.). Geology of Canadian Mineral Deposit Types // Geol. Survey Can. Notes 8, Geol. Survey Can. 1995. P. 463–466.
3. Salvi S., Williams-Jones A.E. 2005. Alkaline granite–syenite deposits. In: Linnen, R.L., Samson, I.M. (Eds.), Rare-Element Geochemistry and Mineral Deposits. GAC Short Course Notes 17 // Geol. Ass. Can. 1995. pp. 315–341.
4. Андреев Г.В. Редкометалльная минерализация щелочных гранитоидов Западной Монголии / Г.В. Андреев, Г.С. Рипп, А.О. Шаракшинов. Улан-Удэ, 1994. 137 с.
5. Карташов П.М., Волошин А.В., Пахомовский Я.А. О плюмбопирохлоре из Западной Монголии // Докл. РАН. 1992. Т. 322, № 6. С. 1137–1140.
6. Карташов П.М., Волошин А.В., Пахомовский Я.А. О зональном кристаллическом гадолините из щелочно-гранитных пегматитов Халдзан-Бурэгтэга (Монгольский Алтай) // Зап. ВМО. 1993. № 3. С. 65–79.

7. Карташов П.М., Мохов А.В., Коваленко В.И. Редкоземельный стронциопирохлор из Западной Монголии: первая находка в связи со щелочными гранитами. – Доклады РАН. –1998. – Т.359. – №4. – С.510–513.
8. Kartashov P.M., Ferraris G., Ivaldi G., Sokolova E.V., McCammon C.A., Ferriallanite-(Ce), $\text{CaCeFe}_3\text{AlFe}_2(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$, a new member of the epidote group: description, X-ray and mossbauer study // *Can. Miner.* 2002. Vol. 40. P. 1641–1648.
9. Kempe U., Möckel R., Graupner T., Kynicky J., Dombond E. The genesis of Zr–Nb–REE mineralisation at Khaldzan Buregte (Western Mongolia) reconsidered // *Ore Geology Rev.* 2015. Vol. 64. P. 602–625.
10. Коваленко В.И., Ярмолук В.В., Сальникова Е.Б. и др. Халдзан-Бурегтейский массив щелочных и редкометалльных магматических пород: строение, геохронология, и геодинамическое положение в каледонидах западной Монголии // *Петрология.* 2004. Т. 12, № 5. С. 467–494.
11. Коваленко В.И., Козловский А.М., Ярмолук В.В. Отношение элементов-примесей как отражение смесимости источников и дифференциации магм щелочных гранитоидов и базитов Халдзан-Бурегтейского массива и одноименного редкометалльного месторождения, Западная Монголия // *Петрология.* 2009. Т. 17. № 2. С.175–196.
12. Зенина К.С., Коноваленко С.И. Минеральный состав и редкометалльная минерализация метасоматитов щелочно-гранитных пегматоидов участка Цахирин (Западная Монголия) // *Минералогия, геохимия и полезные ископаемые Азии.* Томск, 2013. № 2. С. 42–46.
13. Зенина К.С., Коноваленко С.И. Сравнительная топоминералогия щелочных гранитоидов Монголии // *Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование: Материалы Второго Российско-Казахстанского международного научного совещания.* Изд-во СО РАН. Новосибирск, 2014. С. 61–65.
14. Юшкин Н. П. Кристаллосимметричная структура минеральных систем и ее генетико-информационное значение // *Минералы и минералообразование: Тр. Ин-та геологии Коми фил. АН СССР.* Сыктывкар, 1985. Вып. 50, №13. С. 3–20.

**ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ РУДНОГО ПОЛЯ
РАЙГОРОДОК (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН): МАГМАТИЗМ, МИНЕРАЛИЗАЦИЯ,
ВОЗРАСТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ**

**Калинин Ю. А.^{1,2}, Ковалев К. Р.¹, Наумов Е. А.^{1,2}, Гладков А. С.³,
Сухоруков В. П.^{1,2}, Жимулев Ф. И.^{1,2}**

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

²*Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск*

³*Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск*

Одним из представителей Северо-Казахстанской золоторудной провинции является рудное поле Райгородок, открытое при геолого-съёмочных работах во второй половине XX в. и разрабатываемое в настоящее время. Большой вклад в изучение геологии района внесли Г.П. Байдошвили, В.А. Бирюлин, А.А. Вишняков, Ю.И. Еврейский, Ф.Г. Давыдов, М.И. Музыка, Н.В. Усатюк, В.И. Данилов, Е.И. Сухорукова, В.В. Баранов и многие другие. По современным представлениям, комплексы каледонид представляют собой продукт многостадийных субдукционно-коллизийных процессов, происходивших в кембрийско-раннеордовикское время на границе Кокчетавского микроконтинента со Степнякской островодужной системой [1]. Формирование покровно-чешуйчатой структуры этой территории завершилось проявлением гранитоидного магматизма зерендинского и крыккудукского комплексов в позднем ордовике. Первый представлен огромными массами тоналитов и гранодиоритов (455–445 млн лет) [2], второй - небольшими массивами габбро-диоритов (441 ± 1 млн лет) [3].

Золоторудные месторождения региона характеризуются разнообразием морфоструктурных особенностей, состава вмещающей среды и геохимического профиля минерализации. Рудные тела залегают как в вулканогенно-осадочных породах ордовика, так и в березитизированных интрузивных породах. Наиболее широко представлен формационный тип малосульфидных золото-кварцево-жильных месторождений (Степняк, Аксу, Бестобе, Новоднепровское, Акбеит, Байлюсты), часто совмещенный с зонами золотосульфидной (штокверковой) минерализации (Жана-Тобе, Даниловка, Кууспек), и тип минерализованных зон гидротермально-измененных пород (Кварцитовые Горки). Реже встречается золоторудная минерализация в скарированных эффузивно-осадочных породах на контакте с гранодиоритами (Ешкеольмес, Жолымбет). Минералогическая специфика руд проявляется в преобладании халькопиритовой (Ешкеольмес), арсенипиритовой (Васильковское, Кварцитовые Горки), теллуровой (Жана-Тюбе, Степняк) или висмутовой минерализации (Васильковское, Акбеит, Аксу, Ешкеольмес) [4, 5].

Рудное поле Райгородок (РПР) приурочено к стыку Кокчетавского выступа со Степняковской островной дугой, к узлу пересечения региональной Новоднепровской рудоконтролирующей зоны разломов северо-восточного направления с оперяющими разноориентированными разрывами. Она представляет собой серию субпараллельных тектонических нарушений, к которым на юге приурочены месторождения Южный и Северный Райгородок и ряд рудопоявлений, представляющие рудное поле Райгородок, а на севере - месторождение Новоднепровское.

Рудное поле приурочено к экзоконтактам частично вскрытого Райгородокского интрузивного массива. Вмещающие породы представлены вулканогенно-осадочной толщей верхнего ордовика. Рудные тела залегают в зонах повышенной трещиноватости и катаклаза пород эндо- и экзоконтактовых участков, сопровождаемых процессами контактово-метасоматических и гидротермально-метасоматических изменений.

Контактово-метасоматические процессы в рудном поле наиболее широко проявлены во вмещающих терригенных породах – конгломератах, гравелитах, песчаниках и алевролитах в виде площадного скарирования, пропилитизации и ороговикования. Скарный парагенезис представлен двумя главными минералами - гранатом и пироксеном, которые образуют пятнистые и полосовидные мономинеральные выделения по обломкам и цементирующей массе. Контакттово-метасоматический процесс завершается более низкотемпературной пропилитизацией, с которой связана вкрапленная халькопиритовая минерализация, иногда с золотом. Широко проявлена калишпатизация (кремнещелочной метасоматоз) площадная и в виде секущих кварц-калишпатовых прожилков, сопровождаемых сульфидной минерализацией.

Значительная часть оруденения РПР сосредоточена также в березитизированных габбро-монцодиоритах, которые представлены штокообразными и дайковыми телами, имеющими интрузивные контакты с

вмещающими конгломератами. Преобладающими являются породы среднего состава – монцодиориты субщелочного ряда. Было проведено U/Pb датирование акцессорных цирконов магматических пород рудного поля методом SHRIMP. По десяти определениям для каждого образца был получен конкордантный возраст: монцогаббро – $442,7 \pm 3,6$ млн лет; монцодиорит-порфирит – $442,0 \pm 3,7$ млн лет; кварцевый монцонит – $442,0 \pm 4$ млн лет. Датирование трахидолерита осуществлялось по циркону методом LA-ICP-(SF)-MS ($447,8 \pm 2,5$ млн лет). Возраст проанализированных образований укладывается в узкий временной интервал, что позволяет относить эти породы к степнякскому комплексу [3, 6, 7].

Рудная минерализация на месторождениях приурочена к протяженным зонам субширотного (Северный Райгородок) или северо-восточного и субширотного (Южный Райгородок) простираения. Максимальная протяженность их достигает 1,7 км, при ширине до 500 м. Оруденение прослежено до глубины 500 и более метров. В пределах минерализованных зон по данным опробования выделяются лентовидные и линзовидные рудные тела крутого северного или северо-западного падения, представленные вкрапленными и сетчато-прожилковыми рудами в измененных конгломератах и магматических породах, позволяющими рассматривать подобный тип минерализации как штокверковый.

Руды месторождений характеризуются широкой вариацией сульфидных минералов, количество которых составляет 1–3 %, реже достигает 10 %, и крайне неравномерным распределением золота. Индикаторными элементами руд являются Pb, Zn, Sb, As, Ag, Bi, Te, Se и Mo. Минеральный состав руд не отличается разнообразием и представлен в основном пиритом и халькопиритом. Микроскопически диагностируются арсенопирит, галенит, сфалерит, блеклая руда, пирротин и молибденит. Реже представлены субмикроскопические выделения минералов висмута, теллура и самородного золота. На сканирующем электронном микроскопе установлены самородный висмут, висмутин, бенжаминит, галеновисмутит, шапбахит, хаммарит, викингит, канницарит, айкинит и ашамальмит. Часто эти минералы встречаются в виде редких субмикроскопических вкраплений в пирите, халькопирите, а также в кварце, карбонате, эпидоте, калиевом полевоом шпате и хлорите. При наложении поздней Pb-Bi-минерализации на халькопирит образуются субграфические структуры с фазами: самородный висмут, айкинит, галенит и галеновисмутит. Теллуриды (тетрадимит, гессит, хедлейит и др.) образуют как самостоятельные вкрапления в сульфидной или жильной массе, так и встречаются совместно с висмутовыми минералами, представляя структуры распада твердых растворов. В ассоциации с висмутовыми и теллурувыми минералами часто встречается самородное золото.

Золоторудная минерализация в рудах представлена субмикроскопическими вкраплениями самородного золота как в жильной кварцевой массе, так и в виде вкраплений в пирите и халькопирите. Среднее значение пробности золота составляет для Северного Райгородка – 840 ‰ и Южного Райгородка – 890 ‰. Выделено две генерации золота: высокопробное более редкое золото, чаще ассоциирующее с пирит-халькопиритовой минерализацией пород пропилитовой фации и позднее серебросодержащее золото, относимое к основному продуктивному этапу рудообразования, тесно ассоциирующее с Ag-Pb-Te-Bi минерализацией. Изотопный состав серы сульфидов из руд РПП указывает на единый глубинный источник.

С целью изучения возраста формирования рудной минерализации проведен $^{40}\text{Ar}/\text{Ar}^{39}$ анализ серицита месторождения Южный Райгородок. Был проанализирован серицит из минерализованного березита по монцодиориту с вкрапленностью и прожилками пирита с включениями халькопирита, сфалерита и блеклой руды ($422,9 \pm 4,3$ млн лет) и серицит из кварц-сульфидной жильной руды с прожилками и вкрапленниками пирита с халькопиритом, галенитом, сфалеритом и блеклой рудой в кварц-карбонат-калишпат-мусковит-серицитовом агрегате ($416,7 \pm 4,3$ млн лет). Источник поздней гидротермальной Au-Te-Bi минерализации, тесно связанной с процессами калишпатизации и серицитизации, остается неясным. По времени она наиболее близка к становлению боровского комплекса интрузивных пород субщелочной направленности. На северном продолжении Новоднепровской разломной зоны известны интрузивы боровского комплекса с возрастом 428–423 млн лет [8, 9], близким к возрасту проанализированных серицитов руд.

По геологическим особенностям, морфологии и общему минеральному составу руд месторождения РПП представляют собой крупный золоторудный объект штокверкового типа и наиболее близки к полистадийному скарновому Au-Cu месторождению Ешкеольмес (Ичкеольмес) с наложенной Pb-Te-Bi минерализацией [10].

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00353).

Литература

1. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. Кемброордовикская тектоническая эволюция Кокчетавского метаморфического пояса (Северный Казахстан) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 8. С. 806–816.

2. Бабичев Е. А., Булыго Л. В., Борисенок В. И. и др. Стратиграфия и магматизм ордовика центральной и восточной частей Степнякского синклинория // *Вестн. МГУ. Сер. Геология*. 1972. № 4. С. 46–57.
3. Летников Ф.А., Котов А.Б., Сальникова Е. Б. и др. О возрасте Степнякского массива и связанного с ним оруденения (Северный Казахстан) // *Докл. РАН*. 2008. Т. 422, № 5. С. 652–654.
4. *Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения золота*. Алма-Ата: Наука. 1980.
5. Абдулкабиров М.А., Анкинович О.С., Гришин В.М. и др. Золоторудные поля Северного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1971. 167 с.
6. Kröner A., Hegner E., Lehmann B. et al. Paleozoic arc magmatism in the Central Asian Orogenic belt of Kazakhstan: SHRIMP zircon and whole-rock Nd isotopic systematic // *Journ. Asian Earth Sci.* 2008. N 32. P. 118–130.
7. Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана // *Тр. ГИН РАН*. Вып. 602, М.: Геос, 2012. 288 с.
8. Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е. и др. Вертикальная и латеральная неоднородность коры Северного Казахстана: данные геохронологического и изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидов // *Геотектоника*. 2001. № 5. С. 26–44.
9. Летников Ф.А., Котов А.Б., Дегтярев К.Е. и др. Позднеордовикские гранитоиды Северного Казахстана: U-Pb-возраст и тектоническое положение // *Докл. РАН*. 2009. Т. 424, № 2. С. 222–226.
10. Спиридонов Э.М. Минералогия скарнового месторождения меди Ичкеольмес (Северный Казахстан) // *Новые данные о минералах*. М., 1982. Вып. 30. С. 208–226.

СИНПЛУТОНИЧЕСКИЕ И КОМБИНИРОВАННЫЕ ДАЙКИ В ГРАНИТОИДАХ ЧЕЛЯБИНСКОГО БАТОЛИТА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Каллистов Г. А., Осипова Т. А.

*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
kallistov@yandex.ru*

Становление гранитоидов в разных регионах мира часто сопровождается синхронным проявлением базитового магматизма. Кроме того, нередко в изотопно-геохимических характеристиках гранитоидов присутствуют признаки участия мантийного вещества. Челябинский гранитоидный батолит, располагающийся в южной части Восточно-Уральского поднятия, является одним из таких примеров. Для раскрытия механизмов взаимодействия и внедрения основных и кислых расплавов в процессе становления сложных гранитоидных интрузий существенное значение имеет изучение синплутонических даек.

В Челябинском батолите среди позднедевонско-раннекаменноугольных кварцевых диоритов и гранодиоритов (пород ранних фаз становления массива) широко распространены дайки габбро-диоритового и диоритового составов, а также ассоциирующие с ними гранитные породы. Основные черты строения и состава некоторых из них рассмотрены в работе [1].

Мощность даек варьирует от менее 0,5 м до более 1 м, в редких случаях до 3–4 м. Ни дайки, ни вмещающие гранитоиды не имеют закаленных контактов. Породы даек раскристаллизованы и имеют отчетливо интрузивный облик. По последовательности внедрения и взаимоотношениям с вмещающими породами меланократовые дайки Челябинского массива разделяются на две группы: 1) «классические» синплутонические дайки, тело которых по простиранию разделяется на отдельные фрагменты вмещающей существенно кислой породой [2]; и 2) «постгранитные» дайки («простые» или однородные и комбинированные – от базит-плагиолейкогранитов до базит-тоналитов) – отчетливо прорывающие гранитоиды, более поздние по отношению к ним. При этом изотопный (U-Pb-SHRIMP) возраст циркона из материала дайки и вмещающего кварцевого диорита составляет 362 ± 4 и 358 ± 5 млн. л. соответственно, что говорит об их изотопно одновременном внедрении.

Синплутоническая дайка, сложенная меланократовым диоритом, характеризуется массивной текстурой и порфиroidной структурой, обусловленной присутствием фенокристаллов (5–6 мм в поперечнике) амфибола. Такие фенокристаллы нередко имеют прямоугольную, близкую к квадратной форму, характерной для пироксена. Несмотря на это реликтов пироксена в породе не установлено. Иногда фенокристы содержат включения крупных резорбированных чешуй слюды. Структура основной массы гипидиоморфнозернистая в сочетании с пойкилитовой: интерстиции между крупными выделениями темноцветных минералов выполнены резко ксеноморфным плагиоклазом, который содержит включения мелких идиоморфных зерен амфибола, призм апатита, редко – кварц. Последний изредка также присутствует в интерстициях в виде отдельных ксеноморфных зерен. Характерные акцессории – апатит, иглы которого достигают 2 мм в длину, и циркон. В настоящее время первичные амфибол и, вероятно, пироксен практически не сохранились (встречаются единичные зерна неизмененного или слабо измененного амфибола), они псевдоморфно замещены актинолитом и, местами, вторичным биотитом и хлоритом. Плагиоклаз в настоящее время деанортизирован – представлен альбитом с агрегатом серицита с эпидотом. По минеральному составу и структуре синплутоническая дайка может быть сопоставлена с полевошпатовыми лампрофирами спессартитового типа.

Все «постгранитные» меланократовые дайки – и «простые» и комбинированные, очень схожи по минерально-петрографическому составу и текстурно-структурным характеристикам. Они представлены диоритами и габбро-диоритами, сложенными плагиоклазом (олигоклаз-андезин) и амфиболом в различных соотношениях (35–60 и 30–50 объем. % соответственно), с резко подчиненным количеством (первые проценты) калинатрового полевого шпата и кварца, выполняющих интерстиции. Составы амфиболов варьируют от слабо измененной обыкновенной роговой обманки до актинолита. Текстура пород массивная. Структура варьирует от мелко- до среднезернистой, как равномернозернистая, так и порфиroidная за счет более крупных выделений субидиоморфного амфибола. Микроструктура панидиоморфнозернистая. Щелочной полевой шпат неравномерно распределен в породах даек, выполняя интерстиции. Акцессорные минералы представлены эпидотом, апатитом, цирконом, иногда титанитом, изредка – магнетитом.

Синплутоническая и «постгранитные» дайки отчетливо различаются по вещественному составу. По сравнению с синплутонической, почти все «постгранитные» дайки содержат больше щелочных металлов и

относятся к породам умеренной щелочности калиевого ряда, тогда как порода синплутонической дайки относится к известково-щелочным породам нормальной щелочности калиевого ряда. Наряду с этим, порода синплутонической дайки обеднена Al_2O_3 , Sr и заметно обогащена Sr. Наиболее яркой чертой химизма синплутонической дайки является высокое содержание MgO (12,5 мас.%), сопоставимое с содержанием этого компонента в бонинитах и санукитах [3]. В составе породы отмечается нормативный оливин. Для амфибола и биотита из синплутонической дайки характерно повышенное содержание MgO относительно таковых в «постгранитных» дайках. Наиболее близким аналогом меланодиорита из синплутонической дайки по вещественному составу из уральских интрузивных пород является сингранитный меланодиорит, описанный в позднекаменноугольных гранитах Шабровского массива на Среднем Урале [4].

Мультиэлементные спектры во всех меланократовых дайках Челябинского массива характеризуются умеренной степенью дифференциации и практически отсутствием европиевой аномалии. При этом синплутоническая дайка по сравнению с «постгранитными» несколько обеднена тяжелыми РЗЭ, что обуславливает больший наклон кривой: $(La/Yb)_n \sim 15$ против 4–13 соответственно.

Имеющийся изотопный состав Nd и Sr пород из комбинированных «постгранитных» меланократовых даек показывают сложный характер взаимодействия базитовых расплавов с синхронными кислыми расплавами. Этим обуславливается сложность суждения о составе источника базитовых магм. «Базиты» характеризуются близкими к 0 значениями ϵNd (от +1 до –2) и относительно широкими вариациями значений $(^{87}Sr/^{86}Sr)_i$ (от 0,70485 до 0,70571), что обуславливается, по-видимому, значительной контаминацией базитового расплава коровым материалом. К сожалению, в настоящее время отсутствуют данные об изотопном составе Sr и Nd меланодиорита из синплутонической дайки.

Из представленного материала можно сделать предположение о том, что меланодиорит из синплутонической дайки является наименее измененным и гибридизированным базитовым веществом, участвующем в становлении Челябинского плутона. По многим петрохимическим параметрам состав меланодиорита соотносится со средним составом субдукционных базитовых магм [5]. Несмотря на это подобных меланодиориту пород, богатых MgO в составе крупных гранитоидных массивов в разных геодинамических обстановках известно крайне мало.

Исследования выполнены при финансовой поддержке проекта УрО РАН № 15-18-5-24.

Литература

1. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро М.П., Скэрроу Дж. Роговообманковые габбро Урала: типизация, геохимические особенности и петрогенезис // Геохимия. 2004. №7. С. 707–728.
2. Pitcher W.S. Synplutonic dykes and mafic enclaves// Enclaves and Granite Petrology/ J. Didier, B. Barbarin (ed.). Development in Petrology. 13. Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York-Tokyo. 1991. P. 389–391.
3. Петрографический кодекс России: Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования / Под ред. О. А. Богатикова, О. В. Петрова, А. Ф. Морозова; отв. ред. Л. В. Шарпенко. 3-е изд., испр. и доп. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 200 с.
4. Пушкарев Е.В., Осипова Т.А. Гранитоидные включения в базитах Шабровского массива// Ежегодник-1992/ИГГ УрО РАН. Екатеринбург, 1993. С. 44–47.
5. Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.В. Средний состав базитовых магм и мантийных источников островных дуг и активных континентальных окраин по данным изучения расплавных включений и закалочных стекол пород // Петрология. 2010. Т. 18, № 1. С. 3–28.

МАГМАТИЗМ И РУДОНОСНОСТЬ САУРСКОГО РЕГИОНА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Караваяева Г. С.¹, **Навозов О. В.**¹, Соляник В. П.¹, **ДжесЕ. Н.**¹,
Багадаев Б. А.², Алимханов Н. К.¹

¹ТОО «ГРК «Тоназ», г. Усть-Каменогорск, Республика Казахстан
info@topazgeo.kz

²ТОО «Best&AllianceGroup», г. Усть-Каменогорск, Республика Казахстан

В тектоническом отношении Саурский регион располагается в двух структурах Жарма-Саурской СФЗ – Северо-Саурском блоке и Воронцовско-Южно-Саурской подзоне.

По результатам работ 2010–2012 гг. – ГМК-200 и составление легенды Зайсанской серии листов, намечена схема интрузивного магматизма Саурского региона [1, 2]. Выделено четыре комплекса:

- 1) саурский габбро-гранодиорит-тоналитовый комплекс (C_1);
- 2) интрузивные образования кенсайской вулканоплутонической ассоциации ($C_{2,3}$);
- 3) манракский гранит-граносиенитовый комплекс (C_3);
- 4) ниже-среднепермский габбро-диабазовый комплекс ($P_{1,2}$).

Саурский габбро-гранодиорит-тоналитовый комплекс (C_1). Становление интрузий связано с заключительными движениями саурской фазы складчатости в условиях междугловых и постдугловых прогибов. Основная масса интрузий, контролируемая узлами сопряжения разнонаправленных глубинных разломов, в плане образует удлинённые формы, включая многофазные лакколиты. Формирование комплекса происходило в четыре фазы.

I фаза – габбро-диоритовая – представлена среднезернистыми диоритами и кварцевыми диоритами, в эндоконтактах сменяющимися габбро и габбродиоритами;

II фаза – гранодиоритовая: гранодиориты амфибол-биотитовые среднезернистые;

III фаза – тоналитовая: тоналиты биотит-амфиболовые мелко-среднезернистые, мелкозернистые E.

IV фаза – дайковая: гранит-порфиры, тоналит-порфиры, диоритовые порфириты, диабазовые порфириты. Дайки, как правило, маломощные, картируются или внутри массивов или вблизи них.

Характерными элементами-примесями пород саурского комплекса являются медь, молибден, никель, кобальт, хром.

Контактные изменения вмещающих пород проявлены довольно отчетливо. По вулканогенным породам развиваются пироксен-амфиболовые и амфибол-эпидотовые роговики, по осадочным породам образуются кварц-полевошпатовые, амфибол-биотитовые и биотит-андалузитовые роговики.

Возраст саурского комплекса устанавливается на основании того, что его интрузии прорывают все отложения вплоть до виле и перекрываются конгломератами буконьской свиты ($C_2b_2-m_1$) в Саркульском грабене и туфоконгломератами кенсайской свиты ($C_{2,3}$) – Алатайский и Уштасский массивы.

Саурский комплекс по своим петрографическим и петрохимическим особенностям весьма уверенно коррелируется с прииртышским интрузивным комплексом (C_1) Калба-Нарымской СФЗ. Особо следует отметить наличие в плагиогранитоидах амфиболов, что достаточно четко позволяет отличать их от плагиогранитов кунушского комплекса (C_3-P_1).

Интрузивные образования кенсайской вулканоплутонической ассоциации ($C_{2,3}$) приурочены к районам развития кенсайской свиты или располагаются вблизи них. Массивы интрузий небольшие (до 6–8 км²), морфологически это силлы, штоки сложной конфигурации. Становление интрузий происходило в две фазы.

I фаза – диориты, габбродиориты, микродиориты, монцодиориты серые, зелено-серые среднезернистые, равномернозернистые.

II фаза – порфиры дацитовые и трахидацитовые серые, коричневатые с вкрапленниками плагиоклаза, кварца, реже гранит-порфиры светло-серые.

По петрохимическим характеристикам породы первой фазы относятся к семействам диоритов, монцодиоритов калиево-натриевой серии (натрий резко преобладает) нормального и субщелочного рядов.

Геохимическая характеристика указывает на повышенные содержания меди, молибдена, цинка, кобальта. Порфиры II фазы состоят из плагиоклаза, кварца, биотита. Плагиоклаз карбонатизирован, широко развит процесс хлоритизации, затронувший как биотит, так и плагиоклаз. Порфиры отличаются молибден-мышьяковой специализацией с присутствием меди и цинка.

Возраст гипабиссальных интрузий определяется как средне-позднекаменно-угольный, так как они являются интрузивными аналогами фаунистически охарактеризованной кенсайской свиты ($C_{2,3}$), рвутся дайками манракского комплекса (C_3) и содержатся в гальках конгломератов кендерлыкской свиты (C_3).

Средне-верхнекаменноугольные интрузии уверенно коррелируются во всех зонах и подзонах Зайсанской серии листов. Кенсайский комплекс по возрасту, петрохимическим и минералогическим характеристикам соответствует аргимбайскому комплексу Западно-Жарминской и Восточно-Жарминской подзон и Западно-Калбинской СФЗ, являющимся комагматом майтубинской свиты. Возрастным аналогом в Калба-Нарымской СФЗ является жантайский комплекс.

Манракский гранит-граносиенитовый комплекс (C_3) образует небольшие штокоподобные массивы и тела, а также трещинные лакколлиты, которые со структурами вмещающих пород имеют четкие дискордантные взаимоотношения по всей площади Северо-Саурского блока. Ими сложен Джеменейский массив, часть Курсайчатского и Керегетасского массива. Манракские гранитоиды составляют обширную группу тел на востоке, а дайки комплекса образуют Талдинский пояс в северной части. Становление комплекса происходило в две фазы.

I фаза – граниты, адамеллиты, граносиениты амфибол-биотитовые порфиroidные мелко-среднезернистые оранжево-красного цвета. Порфиroidные вкрапленники представлены преимущественно плагиоклазом, очень редко – биотитом. В состав основной массы входят плагиоклаз, калиевый полевой шпат, кварц, биотит, роговая обманка. Плагиоклаз часто альбитизирован, кроме того кристаллы его пелитизированы, биотит замещен хлоритом. Характерным признаком для комплекса являются микрографические сростания калишпата с кварцем.

II фаза – дайковая. Граносиенит-порфиры ярко оранжево-красные. Дайки имеют крутое, близкое к вертикальному падение, мощность варьирует от первых метров до 10–12 м, протяженность до 10 км.

По петрохимической характеристике породы комплекса относятся к весьма высокоглиноземистым разновидностям семейства граносиенитов – монцогранитов калиево-натриевой серии субщелочного ряда, содержание калия и натрия примерно в одинаковых количествах, несколько преобладает то один, то другой.

По геохимии породы характеризуются повышенными содержаниями олова (1,7 кларка) и титана (1,4 кларка), в концентрациях, ниже кларковой содержатся медь, свинец, цинк, ниобий.

Возраст комплекса основывается на структурном положении интрузивов: тела гранитоидов прорывают отложения карбона, включая образования кенсайской вулcano-плутонической ассоциации ($C_{2,3}$). Манракский интрузивный комплекс не картируется среди более молодых отложений. Манракский интрузивный комплекс, вероятно, надо коррелировать с салдырминским комплексом Жарма-Саурской СФЗ и калгутинским Калба-Нарымской СФЗ или же с какой-то их частью, но не исключена вероятность корреляции с более молодыми образованиями.

Нижне-среднепермский габбро-диабазовый комплекс ($P_{1,2}$) картируется в весьма ограниченном объеме – одно штокообразное тело и несколько даек, в том числе одна – в Кендерлыкской мульде.

Интрузии представлены двумя фазами внедрения.

I фаза – микрогаббро, габбродиабазы микро-мелкозернистые темно-зеленые до черных мелкопорфиroidные, в порфиroidных выделениях плагиоклаз неравномерно сосюритизированный, основная масса породы состоит из плагиоклаза и роговой обманки. Состав плагиоклаза – от лабрадора до битовнита.

II фаза – дайковая. Базальтовые порфиры, диабазы темно-зеленые до черных с редкими мелкими вкрапленниками, сосюритизированного плагиоклаза. Основная масса состоит из плагиоклаза, авгита.

Возраст пород комплекса определяется тем, что они рвут образования C_2 , P_1 и не картируются среди отложений $P_{1,2}$ (майчатская свита), в свою очередь среди пород май-чатской свиты отмечается наличие редких покровов лав основного состава и их туфов.

Комплексы, аналогичные описываемому, в других зонах и подзонах не встречены.

Рудоносность Саурского региона связана с саурским и кенсайским рудномагматическими комплексами и тектоническими движениями [2].

Пространственно и генетически рудные объекты медно-порфиroidного оруденения связаны с диоритовой и гранодиоритовой фазами саурского комплекса C_1 и с кенсайским диорит-дацит-риолитовым комплексом $C_{2,3}$. Такими участками являются Кызыл-Каин и Сары-Булак. Рудовмещающей толщей служит андезит-дацитовая молассовая кенсайская свита $C_{2,3}$, представленная лавами и разнообломочными туфами андезитового и дацитового состава, туфоконгломератами, туфогравелитами с прослоями песчаников и алевролитов. Вулканы прорваны дацитовой и диоритовой интрузиями кенсайского комплекса, в экзоконтакте которых и происходит локализация оруденения.

Региональные структурно-тектонические особенности проявлены довольно четко. Медно-порфировые и полиметаллические проявления в виде цепочки протягиваются параллельно зонам глубинных Северо-Манракского и Южно-Манракского разломов. Как правило, непосредственно в их пределах рудная минерализация не проявляется, что указывает на их сквозной характер. Оруденение охватывает области оперяющих тектонических нарушений и локализуется в мелких сколах и зонах трещиноватости.

Литература

1. Навозов О.В., Караваева Г.С. и др. Отчет о результатах работ по программе «Составление легенды Зайсанской серии листов Госгеолкарты-200 по результатам ГДП-200». Усть-Каменогорск: ТОО «ГРК «Топаз», 2012, 131с.

2. Соляник В.П., Навозов О.В., Караваева Г.С. и др. Отчет о результатах геолого-минерагенического картирования масштаба 1:200 000 Саурской площади, листы L-45-13; 14-В, Г; 26-А, Б, Г; 27» по работам 2010-2012 гг. Усть-Каменогорск: ТОО «ГРК «Топаз», 2012, 184 с.

3. Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И. и др. Большой Алтай. Кн. 1. Геологическое строение. Алматы, 1998, 300 с.

**ТЕЛЕЦКО-ЧУЛЫШМАНСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ПОЯС (ГОРНЫЙ АЛТАЙ):
НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И ОЦЕНКА P - T -ПАРАМЕТРОВ**

**Каргополов С. А., Полянский О. П., Ревердатто В. В.,
Новиков И. С., Высоцкий Е. М.**

*Институт геологии и минералогии им. В.С.Соболева СО РАН, Новосибирск
toask@mail.ru*

Алтае-Саянская складчатая область (АССО) в составе Центрально-Азиатского складчатого пояса, по мнению ряда авторов, формировалась в несколько этапов в венд-палеозойское время [1, 2]. Количество, характеристика и продолжительность различных этапов определяется по-разному. Спецификой глубокометаморфизованных метаморфических комплексов всей области региона, и Горного Алтая в частности, являются их тектонические границы с вмещающими толщами. Это чрезвычайно затрудняет их прямую корреляцию со стратиграфическими событиями. Поэтому определение абсолютного возраста и корреляция метаморфических комплексов являются важной задачей для построения корректных моделей и событийной шкалы при формировании АССО. Отметим, что определения возраста метаморфических комплексов Горного Алтая, в отличие от магматических, немногочисленны [2, 3].

В настоящей работе приводятся оценки P - T -параметров метаморфизма, а также представлены первые результаты U - Pb датирования цирконов из мигматитов Телецко-Чулышманского метаморфического пояса.

Метаморфические блоки этого пояса представлены, Чульчинским, Чулышманским и Моген-Буренским комплексами. Гранитоиды, прорывающие метаморфические толщи, считаются ранне- или среднедевонскими [1, 3], в то время как возраст метаморфического обрамления до сих пор точно не установлен и определен не точнее как PR_2 - PZ_1 [4]. Исследования проводились в северной части Телецко-Чулышманского метаморфического пояса [4] в районе п. Язула в правом борту р. Чулышман, по двум субперпендикулярным разрезам, протяженностью до 10 км. Метаморфическая толща сложена метапелитами: мигматитами (с тонкой и грубой полосчатостью) и сланцами. Предельная ассоциация: $Qz + Pl + Kfs + Bt + Sil + Crd + Spl + Mag + Plm$. Андалузит - редок. Гранат и первичный мусковит – не наблюдались. Кордиерит ($X_{Mg} = 0,82-0.65$) часто идиоморфный, содержит секториальные и полисинтетические двойники.

Оценка условий метаморфизма. Максимальные значения температуры определяются, с одной стороны, присутствием ассоциации силлиманита с калиевым полевым шпатом, с другой - отсутствием ортопироксена и дают максимальную $T = 700-800$ °С. Использование магнетит-ильменитового геотермометра [5] показывает $T = 740$ °С. В магнетите не наблюдаются структуры распада, характерные для регрессивного метаморфизма. Наибольшее давление оценивается линией градиента 58 °С/км, проходящей в поле андалузита и равно $3-4$ кбар. Именуемые ассоциации (при отсутствии граната) не позволяют точно оценить давление в известных пакетах термодинамических баз данных (например, THERMOCALC). Таким образом, Телецко-Чулышманский метаморфический пояс (в рассматриваемой части) относится к андалузит-силлиманитовой фациальной серии (HT/LP) [7]. Установленные градиенты $58-90$ °С/км ниже, чем для условий контактового метаморфизма, и отвечают максимальным величинам для зонального типа метаморфизма умеренных давлений.

U/Pb датирование цирконов. Для проведения датирования были отобраны цирконы из мигматитов. Минералогический состав пробы $Qz + Pl + Kfs + Bt + Sil + Crd + Mag + Plm$. Изотопное датирование цирконов выполнено в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ им. А.П. Карпинского (г. Санкт-Петербург). U - Pb отношения определялись методом SHRIMP-II по принятой методике [8]. Большинство зерен цирконов – короткостолбчатые, идиоморфные, что характерно для мигматитов. Признаки окатанности, коррозии, кайм обрастания – отсутствуют. Рассчитанное значение возраста мигматитов южного блока Телецко-Чулышманского пояса – $483,9 \pm 5,7$ млн лет (по десяти точкам) и лежит на конкордии. В цирконе отсутствуют признаки наложенных метаморфических событий, с кристаллизацией на фоне частичного плавления. Конкордантное положение и незначительная дисперсия среднего значения возраста указывают на одноактность события.

Полученный возраст мигматитов является важным для решения проблемы определения теплового источника для режима HT/LP метаморфизма. Проблема источников тепла для такого типа метаморфизма является принципиальной для реконструкции развития орогенических поясов и построения корректных тепловых моделей [9, 10]. Особенно проблематичным является «поиск» теплового источника в областях, где нет явных признаков базит-ультрабазитового магматизма, и наряду с этим наблюдаются обширные зоны мигматитов анатектического происхождения и интрузии гранитоидов. Одним из объектов, где эта проблема проявляется наи-

более выпукло, является Телецко-Чулышманский метаморфический пояс. Тепловым источником может являться базитовая интрузия на глубине около 10-15 км в (3-4 кбар). Полученные РТ - параметры говорят о высоком термическом градиенте, который составлял не менее 58-90°C/км, характерном для условий зонального метаморфизма умеренных давлений [7, 11]. Можно предполагать, что Чулышманский мигматито-гнейсовый комплекс мог представлять собой апикальную часть термально-купольной структуры, возникшей при раннеордовикском термальном воздействии неглубоко залегающей базитовой интрузии, и был выведен на соответствующие глубины по листрическому надвигу на коллизионном этапе.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ (проект № 15-17-10010).

Литература

1. Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2000. 187 с.
2. Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В. и др. // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 10. С. 1600—1627.
3. Крук Н. Н. // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 8. С. 1403–1423.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (лист М-45 Горно-Алтайск) / Шокальский С.П., Туркин Ю.А., Федак С.И. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2011.
5. Ghiorso M.S., Evans B.W. // Amer. Journ. Sci. 2008. Vol. 308. P. 957-1039.
6. Pattison D.R.M., Chacko T., Farquhar J. et al.// Journ. Petrol. 2003. Vol. 44. P. 867–900.
7. Ревердатто В.В., Шеплев В.С. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39., № 12. С.1679-1692.
8. Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe // Rev. Econ. Geol. / Eds. M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley. 1998. Vol. 7. P. 1–35.
9. Ананьев В.А., Полянский О.П., Лепезин Г.Г. и др.// Геология и геофизика. 2003. Т. 43, № 4. С. 297–304.
10. Полянский О.П., Бабичев А.В., Сухоруков В.П. и др. // Докл. РАН. 2015. Т. 465, №2. С. 208–2012.
11. Ревердатто В.В., Полянский О.П. // Докл. РАН. 1992. Т. 325, №5. С. 1017–1020.

ПРОЦЕССЫ СМЕШЕНИЯ В КОМБИНИРОВАННЫХ ДАЙКАХ
ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (Юго-Восточная Тува)

**Кармышева И. В.^{1,2}, Владимиров В. Г.^{1,2}, Цыганков А. А.³
Бурмакина Г. Н.³, Яковлев В. А.¹**

¹Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск
iri@igm.nsc.ru

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

³Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

Геологическое строение Западного Сангиленна отражает длительную эволюцию региона в раннем палеозое. На фоне смены геодинамических обстановок от коллизионной (режим сжатия, 570–510 млн лет) до сдвиговой (режим растяжения, 510–430 млн лет), широкое распространение получил базитовый и гранитоидный магматизм, контролируемый интенсивными внутрикоровыми тектоническими деформациями 510–460 млн лет [1, 2, 3; и др.]. Несмотря на большое количество работ, посвященных характеристике данных двух тектономагматических событий, переходный период смены геодинамических режимов остается слабо изучен. В настоящем сообщении данный вопрос рассмотрен с позиции анализа трещинной тектоники, контролирующей становление систем комбинированных минглинг-даек.

Переходный этап от коллизионного сжатия к сдвиговому растяжению характеризуется широким развитием разноранговых разломов, общим сбросом давления и значительным прогревом, обусловленным наличием на Западном Сангиленне крупных базитовых камер на границе нижняя кора – мантия [4, 5]. Совокупность этих факторов привела на рубеже 465 млн лет к становлению самого крупного в регионе Башкымугурского габбро-монцодиоритового массива. Однако внутрикоровое перемещение базитовых расплавов началось существенно раньше – 510–490 млн лет, когда произошло заложение Эрзинского и Кокмолгаргинского внутриплитных разломов, внедрение и становление Баянкольского и Эрзинского габбро-монцодиоритовых массивов. Как следствие, широкое распространение получила трещинная тектоника, формирующаяся на начальном этапе синсдвигового растяжения и тектоникой с левосторонней кинематикой деформаций. Являясь проникающими дислокациями более низкого порядка по отношению к крупным сдвиговым структурам Западного Сангиленна (Агардагская, Эрзинская, Кокмолгаргинская), они сформировали на правобережье реки Эрзин эшелонированные трещинно-жилые системы комбинированных даек.

Наиболее представительными примерами комбинированных базит-гранитных даек являются объекты в междуречье рек Эрзин и Нарын, на правобережье р. Эрзин (район г. Тавыг-Даг и на участке Сайзырал). Петрогеохимическая характеристика и изотопный возраст (LA-ICP-MS метод датирования, циркон) последних приведен в отдельном сообщении Г.Н. Бурмакиной с соавторами в материалах настоящего сборника.

Комбинированные дайки сложены преимущественно основными породами (габброидами, диоритами и кварцевыми диоритами) и кислыми породами различного состава [6]. Граниты занимают подчиненное положение, заполняя трещины отрыва и промежутки между клинообразными блоками базитовых тел. Наиболее частая сеть трещин, заполненных гранитным материалом, отмечается в краевых частях даек. В центральной части базитовые блоки достигают размера 1 м. Сетчатое строение даек обусловлено формированием двух систем трещин отрыва в вязких, не до конца консолидированных базитах.

Одним из ключевых признаков, позволяющих классифицировать системы комбинированных даек, является наличие или отсутствие зон гибридации на границе базитовых и кислых расплавов. Как правило, появление зон гибридации связывается с процессами плавления, либо диффузией на границе контрастных по составу пород.

Проведенные микрорентгеноспектральные исследования состава минералов (амфибол, биотит, плагиоклаз) позволил установить, что зоны гибридации могут формироваться не только за счет химического взаимодействия (миксинга), плавления и реоморфизма гранитоидов, но и в результате механического смешения в условиях общей низкой вязкости и малой контрастности вязкости между компонентами минглинга. Можно предположить, что подобные условия чаще всего наблюдаются при высоких скоростях деформаций и в обстановках глубинного жилообразования.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ (проект № 15-17-10010) и РФФИ (проекты №№ 16-05-01011, 15-45-04208, 14-05-00747).

Литература

1. Владимиров В.Г., Владимиров А.Г., Гибшер А.С. и др. Модель тектонометаморфической эволюции Сангиленна (Юго-Восточная Тува, Центральная Азия) как отражение раннекаледонского аккреционно-коллизионного тектогенеза // Докл. РАН. 2005. Т. 405, № 1. С. 82–88.

2. Egorova V.V., Volkova N.I., Shelepaev R.A., Izokh A.E. The lithosphere beneath the Sangilen Plateau, Siberia: evidence from peridotite, pyroxenite and gabbro xenoliths from alkaline basalts // *Miner. and Petrol.* 2006. Vol. 88, N 3–4. P. 419–441.
3. Кармышева И.В. Синкинематические граниты и коллизионно-сдвиговые деформации Западного Сангилен (ЮВ Тува): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2012. 16 с.
4. Изох А.Э., Каргополов С.А., Шелепаев Р.А., Травин А.В., Егорова В.В. Базитовый магматизм кембрийско-ордовикского этапа Алтае-Саянской складчатой области и связь с ним метаморфизма высоких температур и низких давлений // *Актуальные вопросы геологии и минерагении юга Сибири: Материалы науч.-практ. конф.* Новосибирск, 2001. С. 68–72.
5. Шелепаев Р.А. Эволюция базитового магматизма Западного Сангилен (Юго-Восточная Тува) // Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2006, 16 с.
6. 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 and Tectonophysics*, 2015. Vol. 6, I. 3. P. 289–310.

ПАРАМЕТРЫ ТЕРМОХИМИЧЕСКИХ ПЛЮМОВ, ОТВЕТСТВЕННЫХ ЗА ФОРМИРОВАНИЕ БАТОЛИТОВ СЕВЕРНОЙ АЗИИ

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

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

²Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

На основе имеющихся данных экспериментального моделирования представлена тепловая и гидродинамическая структура канала термохимического плюма, поднимающегося к поверхности от границы ядромантия. С использованием данных лабораторного моделирования термохимических плюмов [1–3] представлена модель излияния магматического расплава из канала плюма на поверхность. Введена 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. В зависимости от величины критерия Ka выделяются различные геодинамические режимы для плюмов. Плюмы малой тепловой мощности ($Ka < 1,15$) не достигают дневной поверхности, и над ними формируются поднятия [4]. Плюмы промежуточной тепловой мощности ($1,15 < Ka < 1,9$) прорываются на поверхность и выносят магматический расплав с глубины более 150 км. Эти плюмы являются алмазоносными [5]. При $1,9 < Ka < 10$ после прорыва расплава из канала плюма на поверхность происходит плавление окружающего корового массива и образуется грибообразная голова плюма, которую мы отождествляем с корневым батолитом. Под действием сверхлитостатического давления в расплаве у кровли плюма может происходить выдавливание магмы в наименее прочных местах корового массива над головой плюма (в местах разломов) в более древние породы с раздвижением их в стороны при движении магмы вверх. В этих местах наиболее вероятны локализованные проявления батолитов на поверхности. Для плюмов, прорывающихся на поверхность ($1,15 < Ka < 1,9$), и плюмов, образующих грибообразную голову и ответственных за образование батолитов ($1,9 < Ka < 10$), оценен объем изливающегося расплава.

Представлены результаты лабораторного моделирования структуры течения в голове плюма, создающейся при плавлении вдоль поверхности твердого массива: картины течения и профили скорости потоков расплава. На основе данных лабораторного моделирования представлена структура свободноконвективных течений в расплаве канала и головы плюма, создающего батолит. Получены зависимости диаметра головы плюма и толщины массива над головой плюма от его относительной тепловой мощности.

На основе геологических данных [6] об объемах образовавшихся батолитов и времени, в течение которого они образовывались, оценены следующие параметры плюмов, создающих батолиты: массовый расход расплава, тепловая мощность и глубина зарождения плюма, диаметр канала и головы плюма. Плюмы, создающие Хангайский ($Ka = 6,8$) и Хэнтэйский ($Ka = 5,5$) батолиты, образуются на границе ядромантия и имеют грибообразные головы. Для Алтае-Саянской крупной магматической провинции (КМП) $Ka = 5,5$, для Баргузин-Витимской КМП $Ka = 7,0$. Эти числа Ka соответствуют плюмам, создающим грибообразную голову, для которых $1,9 < Ka < 10,0$. Для указанных четырех плюмов (Хангайского, Хэнтэйского, Алтае-Саянской и Баргузин-Витимской КМП) определены основные параметры, в том числе, диаметр канала, диаметр и площадь головы плюма. Результаты расчетов для этих плюмов согласуются с геологическими данными о размерах магматических ареалов.

Работа выполнена при финансовой поддержке в рамках программы ФНИ по базовому проекту VIII.66.1.2. “Экспериментальное и теоретическое моделирование тепловой и гидродинамической структуры термохимического плюма и влияния плюмов на состав и строение литосферы” и междисциплинарных интеграционных проектов СО РАН № 20 и № 87.

Литература

1. 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. МЖГ. 2012. № 4. С. 5–22.
2. Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А., Гладков И.Н., Дистанов В.Э. Экспериментальное моделирование влияния относительной тепловой мощности на форму канала плюма и структуру свободно-конвективного течения в нем // Геология и геофизика. 2012. Т. 53, № 7. С. 900–911.

3. Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., Vernikovskiy V.A., Gladkov I.N. Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // *Lithos*. 2008. Vol. 100. P. 66–92.
4. Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Мантийные термохимические плюмы и их влияние на формирование поднятий // *Геотектоника*. 2015. № 4. С. 86–96.
5. Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Прорыв мантийных термохимических плюмов промежуточной тепловой мощности на поверхность // *Геотектоника*. 2016. № 2. doi: 10.7868/S0016853X16020053.
6. Kuzmin M.I., Yarmolyuk V.V., Kravchinsky V.A. Phanerozoic hot spot traces and paleogeographic reconstructions of the Siberian continent based on interaction with the African large low shear velocity province // *Earth Sci. Rev.* 2010. Vol. 102. P. 29–59.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МАГНЕТИТОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Князев Г. Б.

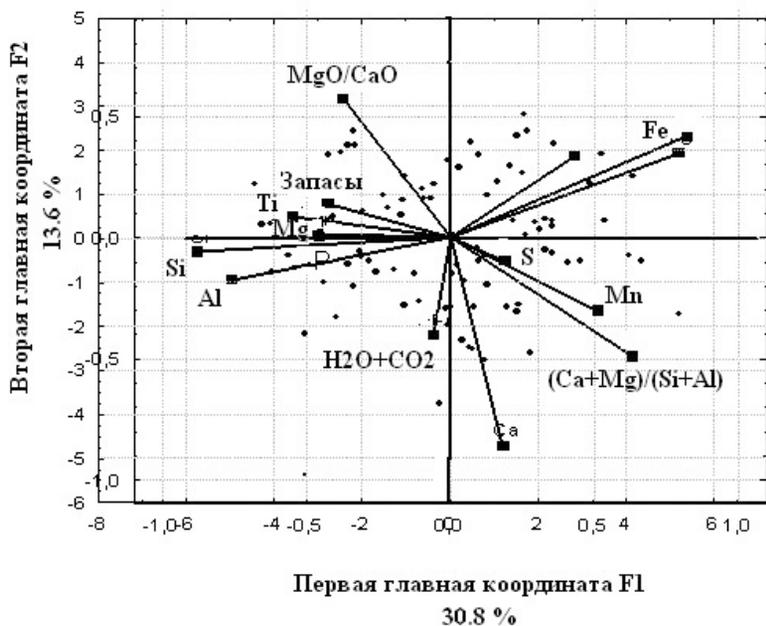
*Томский государственный университет. г. Томск
kgb@ggf.tsu.ru*

Основой любого рудного месторождения является рудная залежь с классическим пониманием руды, как природного или техногенного скопления полезных и сопутствующих минералов с содержанием рудного компонента в количестве, пригодном для экономически целесообразного его извлечения и переработки. Содержание рудных минералов и металлов в таких рудных залежах часто весьма значительно и даже превышает содержание нерудных компонентов. Такие руды, по существу, представляют собой рудные породы или петроруды. Наиболее известными примерами их являются петроруды железа, алюминия, марганца, хрома, апатита и некоторых других нерудных компонентов. В их исследовании большая роль отводится петрохимическим методам.

В результате разведки железорудных месторождений Сибири и Уральского региона накоплен громадный частично опубликованный материал по химическому составу руд, представляющий собой результаты анализов групповых проб. Любая групповая проба есть совокупность десятков рядовых проб по канавам и разведочным скважинам с общей протяжённостью 5–20 м. Пробы охватывают все рудные залежи, включая нерудные прослои изменённых и вмещающих пород. Количество групповых проб на крупных месторождениях достигает нескольких сотен или даже первых тысяч. Такой уникальный материал отсутствует для нерудных объектов любого другого типа. Групповые пробы руд анализировались на 10–12 главных породообразующих оксидов с обязательным определением шлакообразующих оксидов: кремния, алюминия, кальция и магния.

Для исследования была создана однотабличная база данных, содержащая средние составы магнетитовых залежей Алтае-Саянской орогенной области, Урала и Зауралья. Общее количество записей в полученной таблице составило 100 проб. Для обработки данных методами многомерной статистики все отдельные случайные величины выборки были стандартизированы с заменой реализаций случайной величины квантилями стандартного равномерного распределения по алгоритму: $X_i = i/N$, где N – объём выборки, i – порядковый номер реализации в вариационном ряду случайной величины. Преобразование приводит к стандартному виду и равномерному распределению всех случайных величин. Благодаря сделанному преобразованию точки-векторы состава магнетитовых залежей можно представить в некотором p -мерном кубе с ребром, равным единице, где p – число измерений случайной величины.

Матрица состава магнетитовых месторождений размером 100×15 была раскрыта на модели главных компонент в системе параметров, указанных в таблице. Основные результаты её исследования заключаются в следующем (рис. 1):



1. Первая главная координата, имея высокую положительную нагрузку железа отображает процесс концентрации рудного вещества и заметно коррелирует с основностью руд, что подтверждает тесную связь магнетита с собственно скарновыми минеральными ассоциациями и присутствием или сохранением карбонатов вмещающих пород.

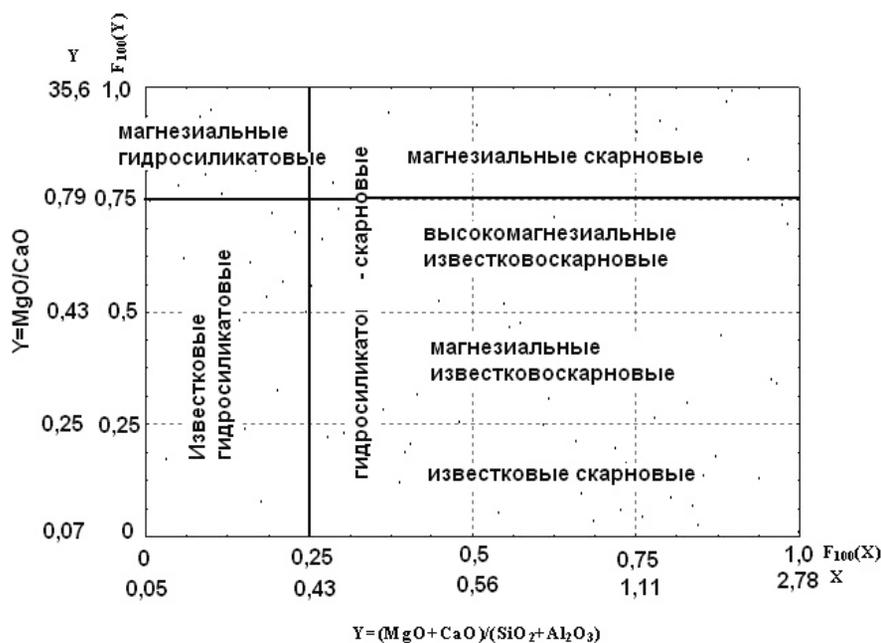
Рис. 1. Проекция векторов средних составов магнетитовых залежей на плоскость первой-второй главных компонент (координат) матрицы средних составов рудных залежей. Маленькие точки – составы отдельных месторождений

Средний химический состав магнетитовых залежей в палеозоидах Алта-Саянской области и Урала

Компонент	N	Среднее	Минимум	Максимум	Стандарт
Z	91	125,0967	1,40000	1600,000	244,5748
Fe	101	39,8884	14,52409	65,780	9,3411
SiO ₂	101	19,2655	2,15000	49,700	8,9876
TiO ₂	101	0,4123	0,07577	4,420	0,4514
Al ₂ O ₃	101	5,0154	0,13000	12,050	2,3939
Fe ₂ O ₃	101	37,8833	12,37579	76,913	10,7058
FeO	101	16,4531	1,48000	29,600	4,8413
MnO	101	0,5303	0,02000	5,440	0,8140
MgO	101	3,9138	0,37000	19,100	3,2740
CaO	101	8,3511	0,89929	18,360	3,6281
Magn	101	0,6087	0,06771	6,769	0,7876
Osн	101	0,7558	0,05090	3,972	0,4922
P	101	0,0985	0,00218	0,500	0,0869
S	101	1,7087	0,00700	11,100	1,7745
ППП	101	4,8152	0,12000	15,700	2,7369

Примечание. N – число месторождений, запасы указаны в млн т, содержание оксидов – в массовых долях.

Рис. 2. Петрохимическая классификационная диаграмма метасоматических магнетитовых месторождений. Ближние шкалы осей координат – квантили стандартного равномерного распределения. Шкалы второго плана – соответствующие им квантили эмпирических функций распределения значений магнезиальности и основности



2. Сера и марганец связаны с рудной группой векторов, накапливаясь в связи с рудным процессом и концентрацией серы в виде сульфидов преимущественно в высокожелезистой среде.

3. Плоскость второй главной координаты делит все месторождения на две группы: относительно обогащенные сульфидами и относительно обогащенные фосфором. Фосфор – антагонист железа и, видимо, не связан с этапом накопления руд.

4. Плоскость первой главной координаты отчетливо делит месторождения магнетита на две группы – магнезиальную и известковую.

5. Основность и магнезиальность руд слабо коррелируют с железом и могут быть рассмотрены в качестве координат классифицирующих составы рудных залежей на бинарной диаграмме (CaO+MgO)/(SiO₂+Al₂O₃) --: MgO/CaO для руд с разным средним содержанием железа. Преобразование же показателей основности и магнезиальности к равномерному распределению, уточняет корреляционные зависимости и увеличивает классификационные возможности диаграммы (рис. 2)

По соотношению основность-магнезиальность с учётом реального минерального состава рудных залежей обособились поля (в скобках примеры месторождений):

1. Собственно магнезиально-скарновые месторождения- Тейское, Нижнечинжебинское, Леспромхозное, Темиртау, Зотовское

2, Магнезиальные гидросиликатовые: Качарское, Холзунское, Волковское, Южноломоновское, Анзасское

3, Известково-скарновые: Магнитогорское, Североадаевское, Гороблагодатское, Соколовское, Сарбайское, Левосухаринское, Шерегешевское, Табратское и другие многочисленные месторождения Урала, Зауралья и Алтае-Саян.

4. Известковые гидросиликатовые: Абаканское, Таятское, Глубоченское, Естюнинское, Ломоносовское.

В рамках этой модели находят свое место и все известные промышленные месторождения Юга Сибирской платформы.

К БИОСТРАТИГРАФИИ ВЕНДА И ПАЛЕОЗОЯ ГОРНОГО АЛТАЯ

Коржнев В. Н.

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

Проблема возраста стратиграфических подразделений во все времена вызывает споры исследователей. Биостратиграфическая шкала докембрия в Алтае-Саянской области в достаточной степени условна. Для рифей-вендских отложений в качестве региональных стратиграфических подразделений приняты «горizontы»: кабырзинский, западно-сибирский и белкинский, стратотипы которых ограничены разломами [1]. Палеонтологическое изучение отложений стратотипических районов распространения этих «горizontов» показало, что в разрезах Кузнецкого Алатау и Горной Шории намечены два последовательно сменяющих друг друга комплекса: нижний – с *Gemma*, *Korilophyton*, *Renalcis*, *Proaulopora*, *Girvanella* и верхний, где наряду с отмеченными формами наблюдается массовое появление *Epiphiton* и других водорослей. Подобное в той же последовательности установлено ранее на Сибирской платформе. Нижний комплекс принадлежит верхам венда (немакит-далдынскому горизонту). Верхний комплекс с *Epiphiton* во всех разрезах платформы характерен для томмотского яруса нижнего кембрия [2].

В Горном Алтае к позднему докембрию относятся арыджанская свита и баратальская серия. Арыджанская свита условно относится к кабырзинскому горизонту на основании присутствия в ее составе характерного комплекса микрофитолитов, невландиевой проблематики, строматолитов, водорослей – *Obruchevella* sp., *Girvanella* sp. [1]. Палеонтологическая характеристика недостаточна для уверенного суждения о возрасте. Можно предполагать, что он условно соответствует кабырзинскому горизонту.

Баратальская серия во многих разрезах и в стратотипической местности имеет двучленное деление на нижнюю кремнисто-карбонатную часть и верхнюю – известняково-доломитовую [3]. В большинстве случаев контакты между этими частями разреза осложнены разломами. Поэтому не исключаются фациальные переходы между ними. Палеонтологическая характеристика баратальской серии получена в процессе геологических съемок и специальных палеонтологических исследований, проведенных Т.Н. Багмет, Ф.Л. Валиевой, Я.М. Гутаком, Г.А. Карловой В.Г. Кузнецовой, А.Г. Поспелова, А.А. Терлеевым и др. [4]. Нет четких критериев при выделении в составе баратальской серии западно-сибирского горизонта. В разрезах Горного Алтая, к нему условно относят нижнюю часть баратальской серии.

Во многих разрезах баратальской серии установлен характерный комплекс с многочисленными водорослями *Epiphiton*, указывающими на белкинский горизонт. Из наших сборов в верхней известняково-доломитовой части баратальской серии А.Г. Поспеловым определены водоросли *Epiphiton?* sp., *Renalcis* sp., *Girvanella* sp., которыми характеризуются отложения не древнее венда. Они широко распространены в отложениях нижнего кембрия Урала и Сибири. Жизненный цикл водорослей рода *Epiphyton* складывался из гетероморфных ступеней, состоящих из *Renalcis (Izhella)*, *Chabakovia (Shuguria)*, *Gemma* и дендроидной формы *Korilophyton* [5], что не исключает при более детальных палеонтологических сборах находок и этих форм. Корреляция отложений белкинского горизонта во многих районах Алтае-Саянской области вызывает большие затруднения. Как правило, они достоверно не установлены. Их выделение очень затрудняет и то обстоятельство, что нередко, в случае наличия кровли, фаунистически охарактеризованный нижний кембрий начинается с высоких горizontов [1].

Наиболее низкие горизонты нижнего кембрия установлены в Горном Алтае в разрезах сарасинской свиты, залегающей на баратальской серии. Нижняя терригенная часть разреза сарасинской свиты (160 м) по отсутствию трилобитов, присутствию водорослей *Conferites primordialis* Vogt. отнесена к устькундатскому горизонту. Этому не противоречит находка в терригенной части разреза сарасинской свиты археоциат *Aldanocyathus* cf. *suntnagnicus* Zhur., известных в верхах устькундатского горизонта и натальевском горизонте Кийского разреза Кузнецкого Алатау [6]. Формирование сарасинской свиты происходило на склоне океанического поднятия. Поэтому кратковременный перерыв носил локальный характер. Вероятный возраст отложений белкинского «горizontа» на основании взаимоотношений баратальской серии и сарасинской свиты устанавливается в объеме позднего венда – низов устькундатского горизонта томмотского яруса раннего кембрия [4].

Биостратиграфическая шкала девона Горного Алтая, Рудного Алтая и Салаира надежно увязана с Международной стратиграфической шкалой [7]. При разработке стратиграфической схемы девона Сарасинского грабена установлено, что первые элементы протоптеридлиевой флоры появились на территории Горного

Алтая на уровне конодонтовых зон *Polygnathus kitabicus* (верхней части) и *P. excavatus* низов эмского яруса. Здесь, в басаргинской свите, С.В. Чернышевой определены табуляты *Thamnopora siavis* Dubat, типичные для салаиркинского горизонта. Кроме того, в верхней части свиты в керне скважин, пробуренных в окрестностях с. Пролетарки, мы собрали, а С.В. Чернышева определила табуляты *Alveolites distinctus* Yanet., *Gracilopora yavorskyi* Dubat., *Egosiella cylindroctllularis* (Dubat.), *E. microcellulata* Dubat., *Cladopora angusta* Yanet., *Conlipora seravschnica* Kim., *Placocoenites cvidons* Tchud., *Squameofavosites diviseimus* Dubat., *Syringopora yavorskyi* (Dubat.), *Thamnopora yanetae* Dubat. Представители табулят из отложений басаргинской свиты, по мнению С.В. Чернышевой, типичны для салаиркинского горизонта. Анализ басаргинского фитокомплекса показывает, что в нем наряду с типичными девонскими космополитами *Psilophyton arcunatus* Halle, *P. Goldschmidtii* Halle, *Psilofitites rectissimus* Hoeg, *Zosterophyllum* cf. *myretonianum* Penhallow, cf. *Sciadophyton laxa* Dawson, *Rebuchia mucronata* (Magdefrau) и эндемичными сибирскими *Protobarinophyton obrutschewii* Ananiev, *Jenisseiphyton rudnevae* (Peresvetov) Ananiev, *Matarakia inopinata* Tschirkova, *Minusia antiqua* Tschirkova, которые до сих пор не были встречены выше нижнего девона, присутствуют *Drepanophycus gaspianus* Dawson et Weland, жившие в нижнем и среднем девоне. На фоне типичного нижнедевонского псилофитового комплекса в басаргинской свите содержатся по определению А.Р. Ананьева и В.А. Захаровой остатки *Protolepidodendron scharianum* (Krejčí) Kr. et W. – архипопулярного среднедевонского вида и *Glyptophyton granulare* Krichtofovich, известного только из среднего (точнее из живетского яруса) девона. Такие смешанные растительные комплексы известны в других районах западной части Алтае-Саянской складчатой области. В эмских отложениях Горного Алтая найдены *Protolepidodendron scharianum* (Krejčí) Kr. et Weyl. (в басаргинской, ныринской и калгутинской свитах), *Glyptophyton granulare* Kryshtofovich (в басаргинской и каракудюрской свитах), *Cephalopteris* (?) *praecox* Hoeg (в онгудайской свите). В саглинской свите Тувинского прогиба обнаружен *Protolepidodendron scharianum* (Krejčí) Kr. et Weyl. Компоненты, свойственные протоптеридиевому типу флоры – *Protocephalopteris* sp. и *Broggeria laxa* Ananiev, установлены в эмских отложениях Хакасии и Рыбинской впадины, *Tomiphyton primaevum* Zal. – в красногорской свите восточной окраины Кузбасса [8]. *Barrandeinopsis antiqua* (Tschir.) Radcr – в абрамцевской свите Горной Шории [9].

Появлению элементов флоры протоптеридиевого типа способствовали вулканизм и часто сменявшиеся трансгрессии и регрессии. Большое значение имел фактор естественного отбора, связанный с частыми сменами гумидного и аридного климата. Вулканизм обеспечивал приток повышенных концентраций углекислого газа в атмосферу (быстрый рост растений). Пепел вулканов формировал на склонах вулканических построек плодородные почвы, а поставляемые вулканами в природную среду водород, метан, оксид углерода, диоксид углерода, азот, аммиак, хлористый водород, сероводород, мышьяковистая и борная кислоты, хлориды, фториды металлов способствовали появлению соединений, вызывающих эпигенетическую изменчивость растений. Предполагается, что южные районы Сибири, в частности Горный Алтай, являются местом появления протоптеридиевой флоры Евразии, и это событие произошло в раннем эмсе. Анализ флористических комплексов показывает, что эмское растительное царство было довольно разнообразным. Особенно богатыми в видовом отношении были прибрежные зоны Сибирского континента и вулканических островов, где наряду с процветающими псилофитами появились компоненты флоры протоптеридиевого типа [8].

Литература

1. Решения Всесоюзного стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и четвертичной системе средней Сибири. Ч. 1 (верхний протерозой и нижний палеозой). Новосибирск, 1983. 215 с.
2. Решения коллоквиума по палеонтологическим остаткам из докембрийских и переходных венд-кембрийских отложений западной части Алтае-Саянской складчатой области (Кузнецкий Алатау, Горная Шория) / А.А. Терлеев, В.А. Лучинина, О. В. Сосновская и др. // Новости палеонтологии и стратиграфии. 2002. Вып. 5. Прил. к журн. Геология и геофизика. С. 158–160.
3. Гусев Н.И., Киселев Е.А. Стратиграфическая последовательность докембрийских отложений юго-восточной части Горного Алтая // Поздний докембрий и ранний палеозой Сибири. Рифей венд. Новосибирск, 1998. С. 125–134.
4. Коржнев В.Н. Биостратиграфия позднего докембрия Алтае-Саянской области в венд-кембрийских отложениях Горного Алтая // Изв. Алтайского отд-ния Рус. геогр. о-ва. 2015. № 1 (36). С. 69–75.
5. Лучинина В.А. *Renalcis* и *Epiphyton* – различные формы единого жизненного цикла известковых водорослей // Палеонтол. журн. 2009. № 4. С. 101–105.

6. Коржнев В.Н. Стратиграфия кембрийских отложений северо-восточной части Горного Алтая // Вестн. Том. гос. ун-та. 2012. № 363 (октябрь). С. 196–203.

7. Ёлкин Е.А. Девонские отложения Салаира, Рудного и Горного Алтая: Путеводитель полевой экскурсии Междунар. конф. «Девонские наземные и морские обстановки от континента к шельфу» / Е.А. Ёлкин, Н.К. Бахарев, Н.Г. Изох и др. Новосибирск: ОИГГМ РАН, 2005. 82 с.

8. Коржнев В.Н. Палеогеография появления компонентов флоры протоптеридиевого типа // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 5. С. 22–35.

9. Гутак Я.М. Нижний девон Горной Шории (Западная часть Алтае-Саянской складчатой области) от моря к континенту / Я.М. Гутак, В.А. Антонова, О.П. Мезенцева, Н.К. Дьяченко, В.Н. Токарев // Изв. Алтайского отд-ния Рус. геогр. о-ва. 2015. № 1 (36). С. 63–68.

НОВЫЕ НАХОДКИ ТРИЛОБИТОВ И ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ УРОВНИ
ДЛЯ МЕЖРЕГИОНАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ
АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКАЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИКоровников И. В.^{1,2}¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А. А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск
kornikoviv@ipgg.sbras.ru;²Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

Для кембрийских отложений наиболее важными по отношению к межрегиональной корреляции являются биотические события, а именно появление на определенных стратиграфических уровнях трилобитов, которые имеют широкое палеогеографическое распространение. В настоящее время Международная подкомиссия по кембрию ведет работу по разработке новой ярусной шкалы кембрия. На территории Алтае-Саянской складчатой области (АССО) довольно широко распространены отложения включающие стратиграфический интервал, в котором предполагается установление нижних границ четвертого и пятого ярусов кембрийской системы.

Для маркировки нижней границы четвертого яруса предлагается рассмотреть первое появление в разрезе следующих таксонов трилобитов: это представители родов *Redlichia*, *Olenellus*, *Calodiscus*, *Hebediscus*, *Serrodiscus*, *Triangulaspis* [1, 2]. На территории АССО встречаются представители *Calodiscus*, *Hebediscus*, *Serrodiscus*. Причем они встречаются в достаточно узком стратиграфическом интервале: верхи камешковского и низы санаштыкгольского горизонтов. Граница между этими горизонтами сопоставляется с границей между атдабанским и ботомским ярусами нижнего кембрия Общей стратиграфической шкалы России (ОСШ). Однако не все представители указанных выше родов имеют широкое палеогеографическое распространение и, следовательно, не все представляют интерес как потенциальные кандидаты для видов-индексов нижней границы четвертого яруса МСШ. Но многие виды встречаются в аналогичном возрастном интервале на Сибирской платформе. Поэтому находки этих трилобитов позволяют четко датировать и проводить корреляцию с Сибирской платформой.

Недавно коллективом нашего Института во время полевых работ в Горном Алтае в разрезе Ак-Кая были сделаны находки трилобитов [3]. В верхней шашкунарской свите был найден комплекс трилобитов, среди которых были обнаружены *Calodiscus resimus* и *Serrodiscus fossuliferus*. Находки трилобитов *Serrodiscus fossuliferus* уже были известны в шашкунарской свите [4]. И его находки за пределами Катунского антиклинория неизвестны. *Calodiscus resimus* встречен в пределах Алтае-Саянской складчатой области впервые. Ранее он был встречен на северо-западе Сибирской платформы в низах шумнинской свиты [5]. Также *Calodiscus resimus* встречены в низах куонамской свиты в среднем течении реки Оленек [6]. В обоих случаях находки этих трилобитов приурочены к самым низам ботомского яруса. Таким образом находка *Calodiscus resimus* в шашкунарской свите в разрезе Ак-Кая позволяет довольно точно сопоставлять нижнекембрийские отложения Горного Алтая с одновозрастными толщами Сибирской платформы. Что касается трилобитов, которые имеют более широкое палеогеографическое распространение, то на территории Горного Алтая указывались находки *Calodiscus lobatus* в зеленых известково-глинистых сланцах верхнеыныргинской свиты в разрезе на реке Большая Иша [4, 7, 8]. Эти трилобиты помимо Горного Алтая встречаются в Скандинавии (Швеция, Норвегия), Северной Америки, Англии, Марокко [9]. Этом же разрезе совместно в *Calodiscus lobatus* встречаются представители рода *Serrodiscus*. Поскольку трилобиты рода *Serrodiscus* приурочены к узкому стратиграфическому диапазону (самые низы ботомского яруса), так же, как и представители рода *Calodiscus* (в частности *Calodiscus lobatus*), то находки *Serrodiscus fossuliferus* и *Calodiscus resimus* в разрезе Ак-Кая не только позволяют датировать этот уровень низами ботомского яруса, но и проводить довольно четкую корреляцию с одновозрастными толщами удаленных регионов.

Одним из кандидатов для маркировки нижней границы пятого яруса МСШ являются трилобиты *Ovatoryctocara granulata*, находки которых приурочены к низам амгинского яруса среднего кембрия на Сибирской платформе [10]. Кроме Сибирской платформы эти трилобиты встречаются на юге Китая, в Северной Америке, Гренландии [11, 12, 13]. На территории Алтае-Саянской складчатой области находки этого вида неизвестны. Летом 2015 года на территории Хакасии нашей группой были найдены ориктоцефалидные трилобиты в районе горы Долгий Мыс. Ранее здесь же В.Д. Томашпольской были обнаружены трилобиты *Oryctocarella sibirica* и *Paraoryctocephalops plana* [14]. В последствии их коллекции оказалась утеряна. В

собранный вновь коллекции были обнаружены те же виды и трилобиты *Ovatoryctocara granulata*. Однако в ходе детального изучения морфологии найденных трилобитов было установлено, что вероятно трилобиты, определенные нами как *Ovatoryctocara granulata* являются молодыми формами трилобитов, описанных ранее как *Oryctocarella sibirica*. Полученные результаты поставили вопрос о более детальном изучении этих трилобитов, найденных ранее как на Сибирской платформе, так и в других регионах. Но так или иначе, находки *Ovatoryctocara granulata* и *Oryctocarella sibirica* на территории Алтае-Саянской складчатой области позволяют очень точно сопоставлять отложения низов амгинского яруса с другими регионами, а также в случае принятия *Ovatoryctocara granulata* в качестве вида-индекса для маркировки нижней границы пятого яруса иметь четкую привязку к МСШ.

Таким образом, в настоящее время на территории Алтае-Саянской складчатой области в кембрийских отложениях нижнего и низов среднего кембрия имеются два уровня, на которых появляются трилобиты, имеющие широкое палеогеографическое распространение и позволяющие проводить точную межрегиональную корреляцию. Первый уровень - это появление в разрезах трилобитов *Calodiscus resimus*, *Calodiscus lobatus* и представителей рода *Serrodiscus* (низы ботомского яруса ОСШ, возможно в последствии низы четвертого яруса МСШ). Второй уровень – появление в разрезе трилобитов *Ovatoryctocara granulata* и *Oryctocarella sibirica* (низы амгинского яруса ОСШ, возможно в последствии низы пятого яруса МСШ).

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00196) и проекта НИР № VIII.68.1.2.

Литература

1. Babcock L. E., Peng S. Cambrian chronostratigraphy: Current state and future plans Paleo // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2007. 254. P. 62–66.
2. Peng S., Babcock L.N., Cooper R.A. The Geological Time Scale 2012. Chapter 19. Vol. 1. P. 438–488.
3. Korovnikov, I.V., Sennikov, N.V., Danelian, T., Obut, O.T., and Pouille, L. The biostratigraphic and palaeoenvironmental significance of Lower Cambrian (Botomian) trilobites from the Ak-Kaya section of the Altai Mountains (southern Siberia, Russia) // Annales de paleontology. 2013. Vol. 99. P. 79–89.
4. Репина Л. Н., Романенко Е. В. Трилобиты и стратиграфия нижнего кембрия Алтая. М: Наука, 1978, 304 с.
5. Репина Л. Н. Трилобиты тарынского горизонта разрезов нижнего кембрия р. Сухарихи (Игарский район). // Проблемы биостратиграфии и палеонтологии нижнего кембрия Сибири. М: Наука, 1972. С. 184–216.
6. Коровников И.В., Шабанов Ю.Я. Трилобиты и биостратиграфия куонамской свиты севера Сибирской платформы (р. Оленек). // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 4. С. 715–728.
7. Полетаева О.К. Описание трилобитов. // Биостратиграфия палеозоя Саяно-Алтайской горной области. Новосибирск, 1960. С. 152–253 (Тр. СНИИГГиМС, вып. 19).
8. Репина Л.Н., Хоментовский В.В., Журавлева И.Т., Розанов А.Ю. Биостратиграфия нижнего кембрия Саяно-Алтайской складчатой области. М: Наука, 1964, 364 с.
9. Cederstrom P., Ahlberg P., Clarkson E. N. K., Nilsson C. H., Axheimer N. The Lower Cambrian eodiscoid trilobite *Calodiscus lobatus* from Sweden: morphology, ontogeny // Paleontology. 2009. Vol. 52, Part 3. P. 491–539.
10. Шабанов Ю.Я., Коровников И.В., Переладов В.С., Пак К.Л., Фефелов А.Ф. Разрез куонамской свиты на р. Молодо – кандидат глобального стратотипа нижней границы среднего кембрия (восток Сибирской платформы) // Разрезы кембрия Сибирской платформы – кандидаты в стратотипы подразделений международной стратиграфической шкалы (стратиграфия и палеонтология). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2008. С. 59–70.
11. Sundberg F. A. *Corynexochida* and *Ptychopariida* (Trilobita, Artropoda) of the *Ehmaniella* Biozone (Middle Cambrian) Utah and Nevada // Contribution in Science. 1994. N 446. P. 1–137.
12. Sundberg F. A., McCollum L. B. *Oryctocephalids* (*Corynexochida*: Trilobita) of the Lower-Middle Cambrian boundary interval from California and Nevada. // Journ. Paleontol. 1997. Vol. 71. P. 1065–1090.
13. Yuan J. L., Zhao Y. L., Li Y., Huang Y. Z. Trilobite fauna of the Kaili Formation (uppermost Lower Cambrian or lower Middle Cambrian) from southeastern Guizhou, South China // National Natural Science Foundation of China, 2002. 423 p.
14. Томашпольская В.Д., Карпинский Р.Б. О находке среднекембрийских трилобитов в районе деревни Сухая Ерба (Батеневский кряж) // Изв. Томск. ордена трудового красного знамени Политехнического ин-та им. С.М. Кирова. 1961. Т. 120. С. 152–160.

ПОЗДНЕОСТРОВОДУЖНЫЙ И ПОСТОСТРОВОДУЖНЫЙ ТРАНСФОРМНЫЙ МАГМАТИЗМ
УРАЛИД ВЕРХНЕДЕВОНСКОГО ВОЗРАСТА**Косарев А. М., Салихов Д. Н.***Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
amkosarev@mail.ru*

Вулканизм фран-фаменского времени фиксирует отмирание зоны субдукции Магнитогорской островодужной системы (D_{1-2}), которая сменилась зоной скольжения океанической литосферной плиты в позднем девоне. Этот вулканизм характеризуется мозаичным характером размещения, проявленным на западном фланге Магнитогорской мегазоны, где был сформирован бугодакский комплекс [1]. На восточном фланге Магнитогорской мегазоны во франское время был сформирован нововоронинский комплекс (D_3f). Сравнение вещественного состава вулканитов верхнедевонского нововоронинского и нижележащего улутауского комплексов показывает возрастание щелочности в верхнедевонском комплексе [2]. Общее возрастание щелочности отмечается в шелудивогорском, зингейском, новоивановском вулканических комплексах абсарокит-шошонит-лагитового состава (D_3f-fm).

Область развития шошонитового вулканизма шелудивогорского и ивановского вулканических комплексов Восточно-Магнитогорской зоны, березняковского комплекса (D_3-C_1) Качкарско-Адамовской зоны Восточно-Уральского поднятия представляют собой фрагменты зоны субщелочного вулканизма на Южном Урале, связанного с последними стадиями формирования зрелой островной дуги [3-6]. В пределах Восточно-Уральского палеовулканического пояса в его восточной части на северном берегу реки Средний Тогузак обнажен фрагмент разреза ащисуйской толщи (D_3-C_1) [6]. Базальты субщелочного состава, относимые к фаменскому ярусу, характеризуются умеренными содержаниями TiO_2 (0,69–1,44 %), высокими – MgO (10,1–12,02 %) и K_2O (1,34–2,2 %), Rb (21–32 г/т), Ba (1158–1400), Sr (350–394), Th (4,0–4,6), Nb (25–31), Zr (150–154), La (40), Yb (2,0–2,2), La/Yb (18,8–20). Более высокие концентрации Nb , Zr , Y , по сравнению с базальтами шошонитовой серии (D_3) Южного Урала, отсутствие на спайдердиаграммах породе/NMORB ниобиевого и циркониевого минимумов и стронциевого максимума, позволяет считать эти базальты близкими к внутриплитным. По более поздним данным [7] в составе этого комплекса присутствуют базальты и трахибазальты с пониженными содержаниями Nb (2,27–5,31), близкие к березняковским. Следует также отметить, что в абсарокитах и шошонитах шелудивогорского комплекса Восточно-Магнитогорской зоны ниобиевый минимум обнаруживается всегда (Nb 2–3 г/т) [2, 6], в аналогичных вулканитах березняковского комплекса Восточно-Уральского пояса (D_3-C_1) он отсутствует или слабо проявлен в связи с повышенными концентрациями Nb (5,94–11 г/т) [6, 7].

Таким образом, в пределах Восточно-Магнитогорской зоны выделяется ассоциация вулканитов шошонитовой островодужной серии (D_3f-fm); на площади Восточно-Уральского поднятия локально (р. Средний Тогузак) проявились умереннощелочные базальты (D_3fm) внутриплитного типа [2, 6, 7]. В составе березняковского комплекса в Качкарско-Адамовской зоне Восточно-Уральского поднятия присутствуют базальты шошонитовой серии с повышенными концентрациями Nb . Таким образом, намечается ряд субщелочных вулканитов: 1 – островодужные шошониты-абсарокиты шелудивогорского комплекса ВМЗ (D_3f); 2 – субщелочные породы березняковского комплекса ВУП (D_3-C_1) шошонитовой серии с повышенными концентрациями Nb ; 3- субщелочные базальты (D_3fm) внутриплитного типа в ассоциации с переходными к абсарокитам ащисуйского комплекса (D_3-C_1) [6].

В данной работе формирование вулканических комплексов с базальтами внутриплитного рифтогенного и переходного к надсубдукционному типов, рассматривается в обстановке скольжения океанической плиты и формирования астеносферных диапиров в надсубдукционном секторе [8]. Вулканогенным и интрузивным породам здесь свойственны повышенная железистость и щелочность, высокие содержания K_2O , легких РЗЭ, Rb , Sr , Hf , Th , Zr . La/Yb -отношения в абсарокитах и шошонитах варьируют от 7,7 до 11,3, в банакитах достигают 20,5. Геохимические характеристики позволяют предполагать нарастающее метасоматическое обогащение деплетированного мантийного клина литофильными элементами [9,10]. Вероятнее всего, обогащение мантийного субстрата крупноионными элементами и водой субдукционного флюида, стимулировалось заклиниванием и разрывом субдукционной плиты и астеносферным диапиризмом [8, 11–13].

Петрогеохимический состав позднедевонских габбро-гранитных интрузивных серий Южного Урала подтверждает рост метасоматических преобразований мантийного клина, как главного источника базитовых магм [14]. Если габброиды с возрастом древнее 380 млн лет тяготеют к составам океанической коры

(N-MORB), то более молодые амфиболсодержащие габброиды располагаются в поле континентальной коры. Эта же тенденция «континентализации» Южно-Уральской аккреционно-коллизийной системы подтверждается Sm-Nd изотопным составом гранитоидных батолитов, в источнике которых возрастает роль пелагических осадков. Важно подчеркнуть, вслед за Г.Б. Ферштатером [14, 15], что временной интервал 380–360 млн лет отвечает первой масштабной вспышке гранитоидного магматизма.

Выводы

В верхнедевонско-раннекаменноугольное время в Восточно-Магнитогорской и Восточно-Уральской зонах проявился надсубдукционный позднеостроводужный и переходный к внутриплитному вулканизм умеренно щелочной серии, фиксирующий сочетание надсубдукционной и трансформной обстановок скольжения литосферных плит.

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

Литература

1. Маслов В. А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 286 с.
2. Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизийных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. 2006. № 1. С. 3–21.
3. Серавкин И.Б., Косарев А.М., Салихов Д.Н., Знаменский С.Е., Родичева З.И., Рыкус М.В., Сначев В.И. Вулканизм Южного Урала. М.: Наука, 1992. 197 с.
4. Салихов Д.Н., Митрофанов Д.А. Интрузивный магматизм верхнего девона–нижнего карбона Магнитогорского мегасинклинария (Южный Урал). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1994. 142 с.
5. Язева Р.Г., Бочкарев В.В. Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 204 с.
6. Тевелев А.В., Кошелева И.А. Геологическое строение и история развития Южного Урала (Восточно-Уральское поднятие и Зауралье). М.: Изд-во МГУ, 2002. 123 с.
7. Тевелев А.И., Кошелева И.А., Попов В.С., Кузнецов И.Е., Осипова Т.А., Правикова Н.В., Вострецова Е.С., Густова А.С. Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья // Труды лаборатории геологии складчатых поясов (выпуск 4). Под ред. проф. А.М.Никишина. М.: Геологический факультет МГУ, 2006. 300 с.
8. Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 21, № 1. С. 94–108.
9. Tatsumi Y., Hamilton D.L., Nesbitt R.W. Chemical characteristics of fluid phase released from a subducted lithosphere and origin of arc magmas: Evidence from high-pressure experiments and natural rocks. // Journal of Volcanology and Geothermal Research, 1986, Vol. 29. Iss. 1–4. P. 293–309.
10. Пирс Дж. А., Липпард С. Дж., Робертс С. Особенности состава и тектоническое значение офиолитов над зоной субдукции // Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. С. 134–165.
11. Chemenda A., Matte Ph., Sokolov V. A model of Paleozoic obduction and exhumation of high-pressure / low temperature rocks // Tectonophysics, 1997. Vol. 276, N 1–4 (Europrobe volume). P. 217–227.
12. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала, 2000, Уфа: Даурия. 145 с.
13. Косарев А.М., Серавкин И.Б., Холоднов В.В. Геодинамические и петролого-геохимические аспекты зональности Магнитогорской колчеданосной мегазоны на Южном Урале // Литосфера, 2014, № 2, с. 2–25.
14. Ферштатер Г.Б. Раннедевонский интрузивный магматизм Урала – индикатор переломного этапа в палеозойской истории подвижного пояса // Литосфера. 2015. № 5. С. 5–29.
15. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.

**ГЛАВНЫЕ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ FE-ОКСИДНЫХ-CU-(±AU, AG)
ПРОЯВЛЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ**

Костин А.В.

*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск
kostin@diamond.ysn.ru*

Fe-оксидные-Cu-Au (IOCG) месторождения имеют хороший потенциал для создания крупных горно-рудных проектов. Они характеризуется крупными запасами золота, серебра, меди и других металлов и активно изучаются в мире [5]. При этом, на Северо-Востоке России ни одного месторождения IOCG-типа не зарегистрировано (рис. 1).

Перспективы Восточной Якутии на наличие Fe-оксидных-Cu-Au проявлений оцениваются высоко [1, 2, 3], но их геолого-генетическая типизация, необходимая для выбора способа их оценки, отсутствует или недостаточно полная.

Главные генетические типы выявленных IOCG-проявлений на востоке Якутии показаны на рисунке 2 [3]. Fe-оксидная-Cu-Au минерализация формировалась в связи с различными типами магматических проявлений и в широком интервале глубин, что определяет их генетическое разнообразие, морфологию рудных тел, вещественный состав, качество руд и ресурсный потенциал золота, серебра и меди.

Экономически значимая с золотом и/или с серебром минерализация всегда ассоциирует с минералами меди (халькопирит, борнит, куприт, медь самородная) и может пространственно совпадать или не совпадать со скоплениями оксидов железа.

Fe-оксидные-Cu-Au (IOCG) проявления, связанные с интрузивными массивами. Использование интегрированных в ГИС-проекты данных современных космических съемок позволило выявить один из наиболее значимых в мировой добыче Cu, Au и U тип месторождений – «Olympic Dam», связанный с многостадийными брекчиями с гематитовым цементом. Подобные месторождения образуют на поверхности обширные поля специфического ярко коричневого цвета и отчетливо дешифрируются на снимках Landsat (комбинация каналов 3-2-1). Полевыми наблюдениями в Восточной Якутии установлено, что ярко-желтые цвета на космоснимках Landsat 7 (комбинация каналов 3-2-1) соответствуют вкрапленной пиритовой минерализации, окисленной с поверхности (1 тип). Темно-коричневые оттенки обусловлены окислением редких сульфидных прожилков (2 тип). Насыщенные яркие коричневые цвета характеризуют Fe-оксидные брекчии с гематитовым цементом и относятся к Fe-оксидному Cu-Au типу (3 тип).

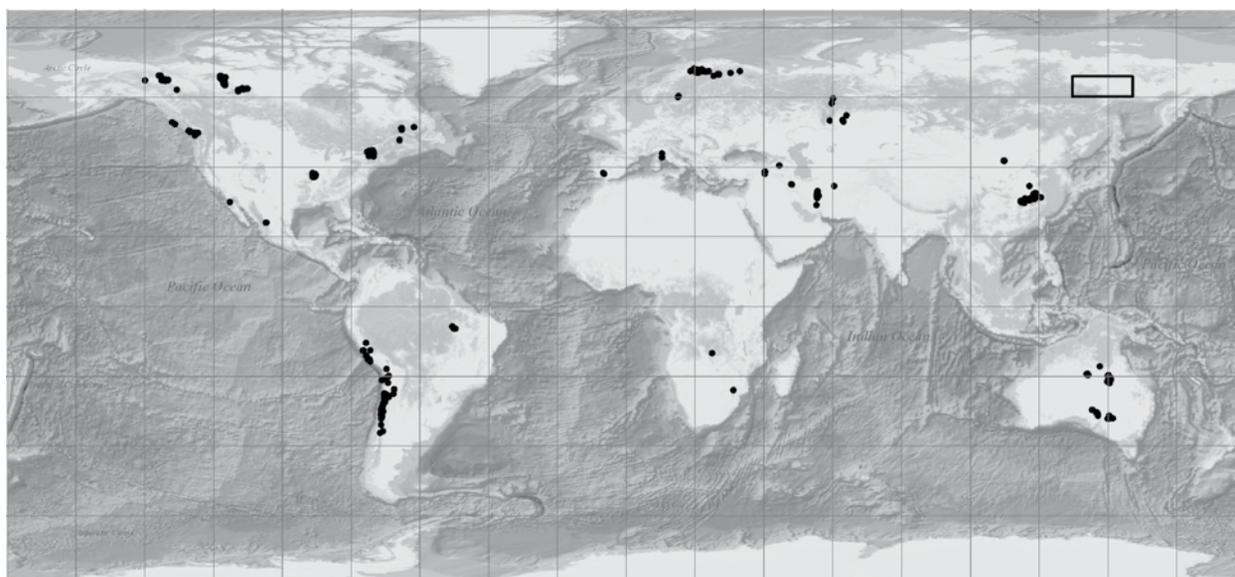


Рис. 1. Fe-оксидные- Cu-Au-U (IOCG) месторождения мира [6] (прямоугольная область показывает распространение IOCG-проявлений в Восточной Якутии, см. рис. 2)

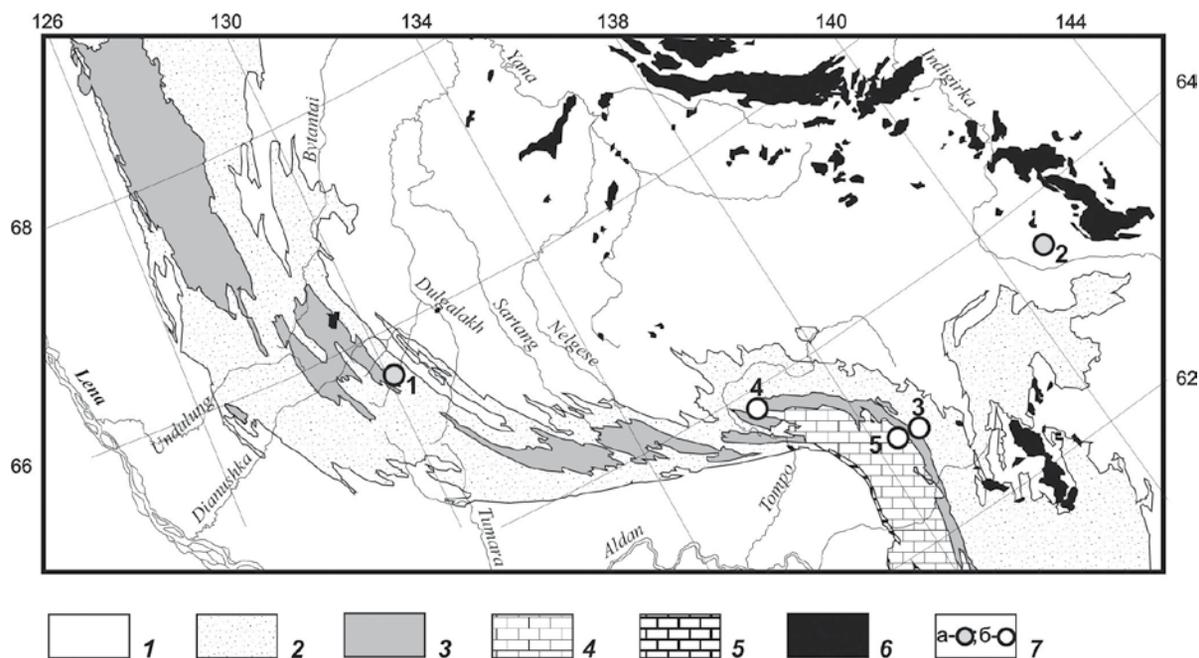


Рис. 2. Схема размещения главных проявлений Fe-оксидного-Au-Cu типа на территории Восточной Якутии (врезка на рис. 1):

1 – триас-юра; 2 – пермь; 3 – карбон; 4 – кембрий-девон; 5 – протерозой; 6 – интрузивы; 7 – проявления в интрузивах (а): 1 – Кис-Кюельское, 2 – Реп-Юреинское; проявления в покровах базальтов (б): 3 – Хуратское, 4 – Джалканское, 5 – Росомахинское

Для Восточной Якутии поля всех типов Fe-оксидной минерализации отдешифрованы и оцифрованы в ГИС-проекте и классифицированы по типу минерализации. Для перспективного Fe-оксидного типа вычислены площади и объемы рудной массы до глубины подвески 50 м, оценен ресурсный потенциал золота [2]. Создана «База данных по полям Fe-оксидной минерализации Восточной Якутии с вычисленными параметрами рудных тел и прогнозными ресурсами золота и серебра».

С **гипабиссальными интрузиями гранодиоритов** связаны объемные залежи гетитизированных пород кровли массивов, пропитанные прожилково-вкрапленной и рассеянной сульфидной минерализацией (Кис-Кюельское проявление). Рудная минерализация представлена гетитом, халькопиритом, арсенопиритом, тетраэдритом, монацитом, самородными Au и Bi. *Содержания:* Fe – 19,2 %; Cu – 0,014–0,53 %; Au – 0,15–4,6 г/т; Ag – 22,4–3680 г/т. *Удельный вес:* 2,75 г/см³. *Ресурсы:* руды – 47,25 млн т.; Au – 47 т; Ag – более 29000 т; Cu – более 18000 т [3, 7, 8].

С **субвулканическими интрузиями гранит-порфиров** связаны плащеобразные залежи брекчий с Fe-оксидным и арсенопиритовым цементом, локализованные в кровлях интрузий (Реп-Юреинское проявление). Рудная минерализация представлена гематитом, гетитом, халькопиритом, арсенопиритом, самородные Au, Bi и Cu. *Содержания:* Fe – 7,75–56,43 %; Cu – 0,01–4,2 %; Au – 0–7,55 г/т; Ag – 5,02–859,0 г/т. *Удельный вес:* 2,76 г/см³. *Ресурсы:* руды – 712 млн т.; Au > 800 т; Ag > 70000 т; Cu > 350 000 т [8].

Пространственная и генетическая связь мафических пород и IOCG-минерализации широко распространена в мире [4]. **Fe-оксидные-Cu-Au (IOCG) проявления, связанные с покровами базальтов** были обнаружены во время полевых работ 2013–2015 гг. в горном хребте Сетте-Дабан.

В **подшве покровов базальтов** присутствуют пластовые залежи гематитовых брекчий с сульфидной минерализацией (проявление Хурат). Рудная минерализация представлена гематитом, халькопиритом, ковеллином и пиритом. *Содержания:* Fe – 15,11–43,29 %; Cu – 0,023–0,083 %; Au – 0,1–17,5 г/т. *Удельный вес:* 2,98 г/см³. *Ресурсы:* Руды – 0,67 млн т. Au < 1 т [3].

В **разных участках многостадийных покровов базальтов** развиты эпидотизация, карбонатизация и хлоритизация с относительно равномерной вкрапленностью самородной меди (проявление Джалкан). Рудные минералы представлены гематитом, гетитом, самородной Cu, халькопиритом, ковеллином, халькозином, борнитом. *Содержания:* Fe – 9,95–20,16 %; Cu – 0,011–3,98 %. *Удельный вес:* 3,03 г/см³. *Ресурсы:* не определялись [3].

В базальтах, на удалении от зон развития богатой Fe-оксидной минерализации, встречаются участки с крупными (1 и более м) уплощенными миндалинами и трубами, имеющими внутри концентрически-зональное строение (проявление Росомаха). Поверхностный слой составляет окремненная яшмовидная лава, далее к центру миндалины происходит чередование слоев, обогащенных самородной медью и борнитом. Рудные минералы представлены самородной медью, борнитом, халькозином. Из вторичных минералов широко проявлены малахит и азурит. *Содержания:* Fe – 8,37–11,09 %; Cu – 8,09–18,24 %. *Удельный вес:* 3,83 г/см³. Ресурсы: не определялись.

Исследования выполнены по плану НИР ИГАБМ СО РАН, базовый проект № VIII.72.2.5.

Литература

1. Костин А.В. ГИС как средство оценки рудообразующего потенциала интрузивных образований Верхоянского складчатого пояса (Восточная Якутия) // Геология, поиски и разведка рудных месторождений. 2008. № 7 (33). С. 97–105.
2. Костин А.В. Fe-оксидная Cu-Au (IOCG) минерализация Восточной Якутии на примере Реп-Юреинской рудно-магматической системы // Отечественная геология. 2013. № 5. С. 3–10.
3. Костин А.В., Кривошапкин И.И. Типы Fe-оксидных-Cu-Au проявлений Восточной Якутии // Отечественная геология. 2015. № 5. С. 11–16.
4. Butera K. Genesis, tectonic setting- and exploration: considerations for Fe-oxide Cu Au deposits, Mount Isa Eastern Succession. PhD thesis, James Cook University. 2008. 162 p.
5. Corriveau L. Mineral Deposits of Canada: Iron Oxide Copper-Gold Deposits: A Canadian Perspective // in Goodfellow W.D. et al., Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication. 2007. N 5. P. 307–328.
6. Gandhi S.S. World Fe oxide +/- Cu-Au-U (IOCG) deposit database; Geological Survey of Canada. 2015. Open File 7774.
7. Kostin A.V. Iron-Oxide Cu-Au (IOCG) Mineralizing Systems: Eastern Yakutia Perspective // Journal of Environmental Science and Engineering. David Publishing Company. 2012. N 9. P. 1045–1053.
8. Kostin A.V., Vedyayev A.Y., Rafat G. Iron oxide Cu-Au (IOCG) mineralizing systems: an example from north-eastern Russia // The Journal of The Southern African Institute of Mining and Metallurgy. 2014. Vol. 114. P 645–650.

ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА, КОРРЕЛЯЦИЯ И ВОЗРАСТ ЧИСТЯКОВСКОЙ СВИТЫ ВЕНДА ЮГА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Кочнев Б. Б.^{1,2}, Покровский Б. Г.³, Кузнецов А. Б.⁴

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск,
KochnevBB@ipgg.sbras.ru

²Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

³Геологический институт РАН, г. Москва

⁴Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург

Тасеевская серия, включающая в средней части чистяковскую свиту, выполняет вендский краевой прогиб на юго-западе Сибирского кратона. Преобладание аллювиально-дельтовых отложений, отсутствие прямых датировок и значимых для определения возраста палеонтологических данных позволяют весьма приблизительно оценить возраст этих отложений и провести их корреляцию со смежными регионами. Максимальный возраст около 600 млн. лет определяется корреляцией подошвы тасеевской серии с основанием непского горизонта венда во внутренних районах платформы и данными по детритовым цирконам [1, 8]. Тасеевская серия перекрыта отложениями редколесной и островной свит, содержащими ихнофоссилии и мелкораковинные остатки с возрастом не древнее 540 млн лет [2].

В 2015 г. были изучены стратотипические разрезы чистяковской свиты в нижнем течении р.р. Тасеева и Ангара, сложенные преимущественно сероцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами общей мощностью до 300 м. Обстановки осадконакопления в чистяковское время характеризуются как мелководно-морские [7]. В средней и верхней части свиты в обоих разрезах опробован ряд прослоев глинистых доломитов мощностью до 0,5–0,7 м. В карбонатной фракции шести образцов с наименьшей (10–30 %) долей силиклатической примеси проанализированы концентрации малых элементов методом ICP-MS. Карбонат в породе представлен доломитом с $Mg/Ca = 0,44-0,53$, с относительно высокими концентрациями Fe (1,4–1,9 %), Mn (0,25–1,05 %), Rb (0,63–8,9 ppm) и низкими Sr (63–108 ppm). В 3 образцах определен изотопный состав стронция. Полученные отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ лежат в интервале 0,7099–0,7126, что существенно выше известного для вендской морской воды [4]. Это указывает на нарушение Rb-Sr изотопной системы исходных карбонатных осадков чистяковской свиты под влиянием радиогенного ^{87}Sr из глинистой примеси пород.

Изотопный состав углерода и кислорода изучен в 20 образцах. Выяснилось, что в основной массе проб отношение $\delta^{13}C$ весьма низкое и составляет от –7 до –13‰ V-PDB и лишь в двух образцах оно поднимается до –3,6‰ и –4,9‰. Отношение $\delta^{18}O$ составляет 25,3–28,1‰ V-SMOW. В сочетании с такими признаками как микритовая структура образцов, залегание среди слабо проницаемых глинистых пачек, биоламинитовая слоистость и отсутствие видимой перекристаллизации это дает основание считать, что карбонаты чистяковской свиты не являются вторичными, не испытывали существенных эпигенетических изменений, а изотопный состав углерода в них близок к исходному в морской воде и может быть использован для стратиграфических интерпретаций.

Обнаружение карбонатов с весьма низкими отношениями $\delta^{13}C$ в чистяковской свите позволяет сделать ряд важных стратиграфических выводов. На Сибирской платформе подобные карбонаты впервые были обнаружены в жуинской серии Патомского нагорья [5] и позднее были найдены в верхней части непского горизонта внутренних районов [3]. Примечательно, что, как и на юге Енисейского кряжа, уровень с карбонатами, обедненными ^{13}C , отвечает высокому стоянию уровня моря, который сменяется выраженной регрессией (эвапориты тирского горизонта во внутренних районах, красноцветная континентальная моласса мошакской свиты на юге Енисейского кряжа, песчаники жербинской свиты на Патомском нагорье). Этот позднепско-жуинский негативный экскурс сопоставляется нами с глобальным C-изотопным событием Шурам-Вонока [3], которое распознается в ряде карбонатных бассейнов с возрастом 560–580 млн. лет, что соответствует средней части венда (или средней части эдиакария).

Полученные нами данные позволяют уточнить корреляцию местных стратиграфических подразделений венда на юго-западе Сибирской платформы. Так, можно утверждать, что чистяковская свита древнее отложений тирского горизонта внутренних районов, так как для последнего характерны более высокие (–4 ... +2‰) значения $\delta^{13}C$ и существенно более высокие (29 ... 32‰) значения $\delta^{18}O$ [3]. Аналогом тирского горизонта в обнаженных районах юга Енисейского кряжа будет, по всей видимости, мошакская свита, а подстилающая ее чистяковская свита будет соответствовать верхней части непского горизонта. В разрезе Тейско-Чапского

прогиба севера Енисейского кряжа с чистяковской свитой будут сопоставляться отложения немчанской свиты, но не карбонаты подстилающей ее подъемской свиты, также имеющие более высокие ($-4 \dots 0$ ‰) отношения $\delta^{13}\text{C}$ [6]. В разрезе Бирюсинского Присяянья аналогом чистяковской свиты будут являться отложения части айсинской свиты, тогда как карбонаты подстилающей удинской свиты по всей видимости более древние, поскольку характеризуются высокими положительными (до $+6$ ‰) значениями $\delta^{13}\text{C}$ [9]. Таким образом, отложения тасеевской серии, являющиеся в Нижнем Приангарье резервуаром для углеводородного сырья, получают более определенное положение как в местных стратиграфических схемах, так и при межрегиональных корреляциях.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 14-05-00274, 16-05-00487).

Литература

1. Вишневская И.А., Летникова Е.Ф., Прошенкин А.И., Писарева Н.И., Солошенко Н.Г. Изотопная стратиграфия карбонатных пород шунтарской свиты Енисейского кряжа и U-Pb датирование детритовых цирконов из подстилающих и перекрывающих отложений // Эволюция осадочных процессов в истории Земли. Материалы VIII Всероссийского литологического совещания (Москва, 27–30 октября 2015 г.). М.: РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2015. Т. II. С. 34–36.
2. Кочнев Б.Б., Карлова Г.А. Новые данные о биостратиграфии немакит-далдынского яруса венда юга Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2010. Т. 18, № 5. С. 28–41.
3. Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г., Голубкова Е.Ю., Карлова Г.А. Венд центральных районов Сибирской платформы: возможности для межрегиональной и глобальной корреляции // Эволюция осадочных процессов в истории Земли. Материалы VIII Всероссийского литологического совещания (Москва, 27–30 октября 2015 г.). М.: РГУ нефти и газа им. И.М. Губкина, 2015. Т. II. С. 81–84.
4. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Возможности стронциевой изотопной хемотратиграфии в решении проблем стратиграфии верхнего протерозоя (рифей и венда) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.
5. Покровский Б.Г., Мележик В.А., Буякайте М.И. Изотопный состав С, О, Sr и S в позднедокембрийских отложениях патомского комплекса, центральная Сибирь. Сообщение 1. Результаты, изотопная стратиграфия и проблемы датирования // Литология и полезные ископаемые. 2006. № 5. С. 1–26.
6. Покровский Б.Г., Буякайте М.И., Кокин О.В. Геохимия изотопов С, О, Sr и хемотратиграфия неопротерозойских отложений севера Енисейского кряжа // Литология и полезные ископаемые. 2012. № 2. С. 197–220.
7. Советов Ю.К., Благовидов В.В. Реконструкция бассейна осадконакопления (на примере вендского передового прогиба – «форландового бассейна» юго-запада Сибирской платформы) // Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция. Ред. Леонов Ю.Г., Волож Ю.А. М.: Научный мир, 2004. С. 159–212.
8. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Рифей и венд Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. Ред. Мельников Н.В. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал «Гео», 2005. 428 с.
9. Kaufman A.J., Sovetov J.K., Peek S., Sievers N., Agdebakun K. Carbon, oxygen, and strontium isotope stratigraphy of the Oselok Group, Sayan Mountains, Siberia // Neoproterozoic sedimentary basins: stratigraphy, geodynamics and petroleum potential/ Proceedings of the International conference (Novosibirsk, 30 July – 02 August, 2011). Novosibirsk, IGG SB RAS, 2011. P. 33–34.

ЭВОЛЮЦИЯ ОБЬ-ЗАЙСАНСКОГО ПАЛЕООКЕАНА: НОВЫЕ ДАННЫЕ И НЕРЕШЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ

Крук Н.Н.^{1,2}, Сафонова И.Ю.¹, Куйбида М.Л.¹, Хромых С.В.^{1,2}

¹*Институт геологии и минералгии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
kruk@igm.nsc.ru*

²*Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск*

Реконструкция истории развития крупных складчатых поясов, образованных при эволюции палеоокеанов, ее главных этапов и основных закономерностей, является важнейшей задачей геологической науки. Традиционно, пытаясь реконструировать историю таких крупных структур, геологи основывались на изучении осадочных бассейнов и тектонических дислокаций. При этом магматическим комплексам отводилась второстепенная роль. Несмотря на явные преимущества, применение подобного подхода сопряжено с серьезными трудностями в глубокоэродированных складчатых областях, а также в регионах с интенсивным развитием наложенных тектонических деформаций, искажающих первичную структуру настолько, что их реконструкция ее классическими геологическими методами становится невозможной. В этом случае на первое место выходят изучение магматических комплексов, их прецизионное датирование и попытки увязать особенности их геологической позиции и состава с теми или иными тектоническими режимами.

Одним из ярких примеров такого типа является палеоокеанический бассейн, разделявший в среднем палеозое Сибирский и Казахстанский палеоконтиненты (Обь-Зайсанский или Иртышский океан). Это один из наиболее изученных и, в то же время, наиболее загадочный объект в западной части Центральной Азии. В современной структуре ЦАСП геологические комплексы, характеризующие эволюцию этого океанического бассейна определяются в объеме герцинской Обь-Зайсанской складчатой системы. Ее составными частями (с северо-востока на юго-запад) являются: Рудно-Алтайская (фрагмент окраинного вулканического пояса на границе Сибирского континента), Калба-Нарымская (фрагмент преддугового прогиба, заполненного мощными осадочными толщами), Чарская (фрагмент океанического бассейна) и Жарма-Саурская (фрагмент вулканического пояса на окраине Казахстанского континента) зоны. Кроме того, одним из элементов тектонического «каркаса» региона является Иртышская сдвиговая зона (ИСЗ) на границе Рудного Алтая и Калбы - одно из крупнейших в Центральной Азии трансрегиональных тектонических нарушений.

Принципиальная схема тектонической эволюции Обь-Зайсанского океана рассматривается с позиций постепенного сближения Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов. Погружение океанической литосферы под континентальные блоки привело к формированию на окраинах Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов магматических поясов (Рудно-Алтайского и Жарма-Саурского соответственно). Закрытие океанического бассейна произошло в конце раннего–начале среднего карбона: оно фиксируется прекращением морского осадконакопления и формированием континентальных молассовых отложений в отдельных межгорных впадинах среднего-позднего карбона. После закрытия океана широко проявился гранитоидный магматизм: первые его признаки зафиксированы в среднекаменноугольное время на границах Сибири и Казахстана, а к ранней перми он охватил всю территорию Обь-Зайсанской складчатой системы и ее обрамление.

Несмотря на обилие геологической информации, ряд вопросов, связанных с эволюцией Обь-Зайсанского океана, до сих пор требует своего решения.

1. Каков был относительный возраст и размеры океанической плиты Обь-Зайсанского океана в девонское время? Мнения геологов по этому вопросу кардинально расходятся. Есть точка зрения, что в раннем палеозое Сибирский и Казахстанский континенты составляли единое целое, а раскрытие Обь-Зайсанского океана произошло в позднем силуре – раннем девоне [1]. Альтернативная точка зрения предполагает, что Обь-Зайсанский бассейн является частью Палеоазиатского океана и существовал, по крайней мере, с кембрия [2, 3]. Проблема осложняется тем, что возраст океанической литосферы, погружавшейся под края Сибирского и Казахстанского континентов, до сих пор надежно не установлен. Как следствие, остается открытым вопрос, каков был относительный возраст и, соответственно, размеры океанической плиты Обь-Зайсанского океана и продолжался ли спрединг до самого его закрытия, либо океан закрывался как реликтовый (без спрединговой зоны) бассейн за счет сближения окраин Сибири и Казахстана.

2. Существовала ли синхронизация тектонических режимов на Сибирской и Казахстанской окраинах Обь-Зайсанского океана? Острота этого вопроса определяется, ярко выраженной асимметричностью тектонической структуры Обь-Зайсанской складчатой области. Окраинно-континентальный пояс Рудного Алтая от-

делен от океанических образований Чарской зоны 60-километровой Калба-Нарымской зоной, представляющей собой фрагмент преддугового прогиба, выполненного комплексами среднедевонского аккреционного клина, перекрытыми в позднем девоне–раннем карбоне мощной толщей черносланцевых турбидитов. В то же время окраинно-континентальный пояс Жарма-Саурской зоны непосредственно граничит с океаническими комплексами: аккреционный клин здесь отсутствует. Причина подобной асимметрии неизвестна. С одной стороны, она может быть обусловлена спецификой тектонических процессов, происходивших на окраинах континентов [4], с другой – быть следствием тектонической эрозии [5].

3. *В чем состояла специфика коллизионных процессов, сопровождавших закрытие Обь-Зайсанского океана и определивших основные черты геологического строения Обь-Зайсанского орогена?* Дискуссия о специфике коллизионного взаимодействия Сибирского и Казахстанского континентов имеет долгую историю. Шенгер с соавторами [2] характеризовали этот процесс как «коллизия без коллизии», указывая на слабое развитие коллизионного стиля деформаций и гранитоидов. Впоследствии именно эти моменты стали «камнем преткновения» для исследователей. Во-первых, надвиговые деформации, широко развитые в западной части Обь-Зайсанской складчатой системы, оказались преимущественно раннекаменноугольными (досерпуховскими). Во-вторых, «классической» коллизионной модели резко противоречит характер осадконакопления в Калба-Нарымской зоне, где морские фации сохранялись вплоть до позднего карбона [6]. Наконец в-третьих, крупные гранитоидные батолиты (Калба-Нарымский и Жарминский), изначально считавшиеся коллизионными, в действительности оказались более молодыми (пермскими) [7–9]. В последние годы коллизионные (~320 млн. лет) гранитоиды обнаружены в Рудном Алтае [10; Куйбида и др. (наст. изд-ние)] и в Чарской зоне [11]. Однако вопрос о наличии коллизионных гранитоидов в Жарма-Саурской зоне остается открытым. Еще более непонятен факт отсутствия коллизионных гранитоидов в Калба-Нарымской зоне, где сосредоточены максимальные в регионе объемы неметаморфизованных (и потому наиболее легкоплавких) осадочных пород, представляющих идеальный источник для массового гранитообразования.

4. *Каковы были объемы и специфика поздне- и постколлизионного магматизма?* Эволюция «классических» коллизионных орогенов (от появления первых моласс до завершения эндогенной активности) составляет около 50 млн лет. Однако, в случае закрытия Обь-Зайсанского океана уже через 25–30 млн лет после начала коллизии западная часть Центральной Азии стала ареной грандиозной эндогенной активности, вызванной Таримским плюмом [12; и др.]. В настоящее время доказана принадлежность к этому этапу ряда мафит-ультрамафитовых и гранитоидных ассоциаций, ранее считавшихся коллизионными [13–15]. Как следствие, до конца неясно, какие магматические комплексы маркируют завершение коллизионных событий, а какие имеют внутриплитную природу остается открытым.

5. *Какова природа Иртышской сдвиговой зоны (ИСЗ), ее возраст и роль в эволюции Обь-Зайсанского орогена?* Имеющиеся датировки свидетельствуют, что максимум тектонической активности ИСЗ пришелся на раннюю пермь (290–270 млн лет; [16]). Однако, по некоторым представлениям, заложение ИСЗ произошло в раннем карбоне [17], а большинством исследователей сейчас признано проявление сдвиговых деформаций на Алтайской окраине Сибирского континента начиная с позднего девона. Второй важный вопрос, какова была амплитуда сдвиговых перемещений по ИСЗ?. Изначально [2] она оценивалась в несколько тысяч километров, однако последние исследования указывают на существенно меньший (максимум – первые сотни километров) масштаб перемещений. Этим моментом тесно связан вопрос о природе блоков и пластин высокометаморфизованных пород, картируемых практически на всем протяжении ИСЗ (Курчумский, Предгорненский, Согренский, Чечекский и др. блоки). По мнению [3], они представляют собой докембрийские аллохтонные образования, тектонически внедренные в структуру Обь-Зайсанской системы в результате сдвигов по ИСЗ. Альтернативные точки зрения рассматривают эти блоки как тектонические отторженцы корневых частей «shear-зоны» [18], нижние метаморфизованные фрагменты осадочного чехла Калба-Нарымского бассейна [15] или выступы древнего фундамента [1, 17; и др.]. Наконец последний и, пожалуй, наиболее сложный вопрос – существовала ли связь между тектонической активностью ИСЗ и формированием крупного Калба-Нарымского гранитоидного батолита в ее обрамлении?

Решение перечисленных вопросов требует постановки комплексных исследований с объединением усилий ученых – специалистов в различных областях геологической науки (литология и стратиграфия, магматическая и метаморфическая петрология, палентология и геохронология, структурная геология и тектоника). Организация таких работ является первоочередным приоритетом в исследованиях Обь-Зайсанской складчатой системы.

Литература

1. Щерба Г.Н., Беспавев Х.А., Дьячков Б.А. Большой Алтай (геология и металлогения). Алматы: РИО ВАК РК. 2000. 387 с.
2. Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // *Nature*. 1993. Vol. 364. P. 299–307.
3. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // *Геология и геофизика*, 1994. Т. 35, № 7-8, с. 8–28.
4. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Ханчук А.И. и др. Средне-позднепалеозойский магматизм и оруденение Алтайской аккреционно-коллизийной системы как отражение плейт- и плюмтектоники // *Геология и геофизика*, 2016 (в печати).
5. Safonova, I., Maruyama, S., Litasov, K., 2015. Generation of hydrous-carbonate plumes in the mantle transition zone linked to tectonic erosion and subduction // *Tectonophysics* 662. P. 454-471.
6. Навозов О.В., Клепиков Н.А., Лакомова А.В., Жданова Л.Я. Проблемы стратиграфии рудовмещающих толщ карбона юго-западной части Большого Алтая // *Большой Алтай: Материалы конф. Вып. 5*. Алматы, 2009. С. 12–22.
7. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н. и др. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизийных орогенов // *Геология и геофизика*. 2003. Т. 44, № 12. С. 1321–1338.
8. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. Пермский магматизм и деформации литосферы Алтая как следствие термических процессов в земной коре и мантии // *Геология и геофизика*. 2008. Т. 4, № 7. С. 621–636.
9. Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д. и др. Позднепалеозойских гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // *Геология и геофизика*, 2016. Т. 57, № 5. С. 983–1004.
10. Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Мурзин О.В. и др. Геологическая позиция, возраст и петрогенезис плагиогранитов северной части Рудного Алтая // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54, № 10. С. 1668–1684.
11. Kuibida M. L., Safonova I. Yu., Yermolov P. V. et al. Early Carboniferous tonalities and plagiogranites of the Char suture-shear zone in East Kazakhstan: implications for the Kazakhstan-Siberia collision // *Geosciences Frontiers*. 2016. Vol. 7, iss. 1. P. 141–150.
12. Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермотриасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // *Геология и геофизика*. 2006. Т. 47, № 1. С. 166–182.
13. Поляков Г.В., Изох А.Э., Борисенко А.С. Пермский ультрабазит-базитовый магматизм и сопутствующее Cu-Ni оруденение Гоби-Тяньшаньского пояса как результат Таримского плюма // *Геология и геофизика*. 2008. Т. 49, № 7. С. 605–20.
14. Хромых С.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э. и др. Петрология и геохимия габброидов и пикритоидов Алтайской коллизийной системы герцинид: свидетельства активности Таримского плюма // *Геология и геофизика*. 2013. Т. 54, № 10, с.
15. Ермолов П.В. Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана. Караганда: Изд-во Российско-Казахстанского ун-та, 2013. 206 с.
16. Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В. и др. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоне (Восточный Казахстан) // *Геохимия*. 2001. № 12. С. 1–5.
17. Хорева Б.Я. Геологическое строение, интрузивный магматизм и метаморфизм Иртышской зоны смятия. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 204 с.
18. Владимиров В.Г. Особенности метаморфизма и химизм гранатов Иртышской зоны смятия // *Критерии оценки эволюции параметров метаморфизма*. Новосибирск: Наука, 1990. С. 24–39. (Тр. Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, Вып. 731).

ГЕРЦИНСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ
И ЭТАПЫ ТЕКТОГЕНЕЗА ИРТЫШ-ЗАЙСАНСКОГО ОРОГЕНА

Куйбида М.Л., Крук Н.Н.

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

Герцинская эволюция западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса началась с фрагментации мозаично-блоковой континентальной окраины Сибири и трансформных перемещений составляющих ее террейнов: Алтае-Монгольского, Горно-Алтайского, Салаирского и др. [1], которые инициировали косою субдукцию Иртыш-Зайсанского палеоокеана под Алтайскую окраину Сибири. Таким образом, характерной особенностью геологических событий в регионе являлось их развитие от континента к океану и возникновение инициального окраинно-континентального рифтогенного вулканизма на 5–10 млн лет раньше заложения непосредственно активной континентальной окраины (АКО). С одной стороны, причиной этому могла являться активность Алтае-Саянского плюма [2], с другой, как полагают авторы – такая последовательность указывает на сходство Алтайской АКО с обстановками синдвигового растяжения и субдукции в Западной Пацифике, связанных с перемещением террейнов в результате Индо-Евразийской коллизии [3]. Также обнаруживается синхронность формирования Алтайской и Уральской АКО, где для последней инициирующим фактором, по обобщенным данным [4], являлась коллизия Балтики и Лаврентии.

Начиная с раннего девона эволюция Алтайской АКО определялась косою субдукцией океанской литосферы под сближающиеся континентальные блоки Казахстана и Сибири, при одновременном их вращении по часовой стрелке, и в завершении – закрытием палеобассейна, косою коллизией и генеральными левосдвиговыми деформациями, что, в конечном итоге, привело к формированию Алтайской аккреционно-коллизийной системы [1]. Ниже рассмотрен гранитоидный магматизм, фиксирующий главные этапы тектогенеза: субдукции, окраинно-континентальной трансформной обстановки, континентальной аккреции, коллизии и поздне-коллизийной обстановки.

В *надсубдукционный этап* на АКО Казахстана и Сибири, разделенных Иртыш-Зайсанским океаном, были синхронно сформированы два надсубдукционных вулкано-плутонических пояса, соответственно: Жарма-Саурский и Алтайский [5, 6], включающие ранне-среднедевонские гранитоиды I-типа: 387 Ма [7] и 395–387 Ма [8]. В позднем девоне – раннем карбоне геотектонический режим АКО характеризуется, как «ритмично-пульсационный», с чередованием напряжений сдвигов-растяжений и сжатий, достигших пика (коллизии) к началу позднего карбона [5].

Окраинно-континентальная трансформная обстановка проявилась на границе среднего и позднего девона. Начиная с этого времени в преддуговом бассейне Алтайской АКО (Калбинская зона) прекращается формирование аккреционного клина, D_1e-D_2gv [4], и происходит «воздымание» блоков океанической коры [5]. Смена геодинамической обстановки определяется активацией тектонических движений сдвиговой кинематики с формированием метаморфических комплексов *HT/LP*-типа, проявленных практически во всех крупных разломных зонах Горного Алтая (Курайско-Телецкой, Башелакско-Южночуйской и др.) [9]. В этот период фиксируется прекращение вулканизма в линейных надсубдукционных ареалах и формирование локальных ареалов бимодального вулканизма, в том числе – антидромного, включающего щелочные базальты с внутриплитными геохимическими характеристиками [10]. Во фронтальной части АКО (Рудный Алтай) надсубдукционный вулканизм завершился массовым внедрением гранитоидов I- и A_2 -типа высокожелезистой средне-высококалиевой серии (378–372 Ма и формированием вулкано-тектонических структур базальт-андезит-дацитового состава (D_3fm), со смешанными (надсубдукционными и внутриплитными) геохимическими характеристиками [5, 6, 10].

Обстановке континентальной аккреции, сменившей на границе девона-карбона окраинно-континентальный трансформный режим, соответствует деформация океанского бассейна в преддуговой части Алтайской АКО (Калбинская зона), сопровождавшаяся надвигообразованием океанской коры, высокоградиентным метаморфизмом *HT/LP*-типа и анатексисом I-гранитоидов «аккреционного» типа внутри палеоокеанических структур (362–352 Ма [11, 12]).

Локальные события синдвигового растяжения во фронтальной части Алтайской АКО продолжились в раннем карбоне. В этот период (354–333 Ма), конформно окраине, была сформирована магматическая ассоциация, сложенная мелкими интрузиями L-Al плагиогранитов и синтектоническими дайковыми поясами зна-

чительной протяженности (140–600 км) долеритов-диоритов-монцонитов с локальными ареалами базальтов и андезитов [5, 6, 13, 14]. В Жарма-Саурской АКО в это время фиксируется завершающая стадия надсубдукционного вулканизма (347–343 Ма, [15]). Хотя природа этого магматизма, обладающего надсубдукционными и внутриплитными характеристиками, является дискуссионной, и также может быть связана с трансформной обстановкой. Начиная с этого момента фиксируется синхронность магматизма окраин Сибири и Казахстана, выраженная в формировании интрузий диоритов-монцонитов-гранодиоритов не только в Жарма-Сауре, но и уже в континентальной части Казахстана (Тарбагатае), 346–332 Ма [16].

Этап коллизии Сибирского и Казахстанского палеоконтинентов достиг своего пика через 20 млн лет после начала их столкновения, на рубеже раннего и позднего карбона. Этому моменту времени соответствует образование континентальных и морских моласс (C_1v), а также масштабное гранитообразование, захватившее в первую очередь фронтальные части АКО, но дискретно проявившееся и внутри уже закрывшегося палеобассейна. В Рудном Алтае – Н-А1 ТТГ-серии и сопутствующий дайковый комплекс с ориентировкой 75° и 310° , свидетельствующие об очагах магмаобразования свыше 10 кбар (324–318 Ма [17]). В Жарма-Сауре – близкие по составу серии [18] и диоритовые дайки, контролируемые системой деформаций $280\text{--}310^\circ$ (321 Ма [19]). В ЮЗ части Китайского Алтая – тоналиты-гранодиориты (318 Ма, [20]). В Чарской сутурной зоне, маркирующей закрывшийся палеобассейн – Н-А1 тоналиты-плагиограниты (323 Ма [21]). В преддуговом бассейне Алтайской АКО (Калбинская зона) – граниты (324 Ма [13]).

Стадия позднеколлизионного тектогенеза заключена между двумя этапами деформаций, первому из которых соответствует смена режима коллизионного сжатия на сдвиг, а второму – начало вертикальных блоковых движений фундамента. Трансформация позднеколлизионной обстановки во внутриплитную на рубеже карбона-перми и дальнейшее развитие последней сопровождалась формированием непрерывной магматической колонны, включающей гранитоиды разных геохимических типов. Смена ориентировки тектонических деформаций (со сжатия на сдвиг) определяется по микроструктурным данным и формированием габброидов в Иртышской сдвиговой зоне (312 Ма [22]). Этому этапу тектогенеза соответствует внедрение в Калбинской зоне синдеформационных интрузий СЗ простирания, согласных общему плану территории и сложенных Н-А1 ТТГ-серией (306–292 Ма [23]). Состав гранитоидов указывает на то, что коллизионный ороген в этот момент еще имел большую мощность и генерация магм происходила при давлениях более 10 кбар. Однако уже в ранней перми масштабная генерация гранитоидов с характеристиками S- и A_2 -типа [24], образованных при существенно более низких давлениях, свидетельствует о завершении коллизионного этапа, развале Иртыш-Зайсанского орогена и переходе территории к внутриплитному (континентальному) режиму.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-01021а).

Литература

1. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н. и др. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. т. 44, №12, с. 12–14.
2. Ярмолук В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозое: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. № 5. с. 3–29.
3. Ханчук А.И., Голозубов В.В. Режим трансформной окраины и орогенез Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований. Владивосток: Дальнаука, 2008. с. 340–345.
4. Свяжина И. А., Петров Г. А., Миграция террейнов Уральского подвижного пояса и палеозойские аккреционные события на Уральской окраине Восточно-Европейского палеоконтинента // Литосфера. 2011. № 6. с. 3–13.
5. Щерба Г.Н., Беспяев Х.А., Дьячков Б.А. и др. Большой Алтай (геология и металлогения). Алматы: Гылым, 1998. 395 с.
6. Мурзин О.В. Геологический отчет о работах по составлению и подготовке комплекта государственной геологической карты масштаба 1:200 000 на Змеиногорской площади (лист М-44-Х,ХI). Змеиногорск, 2001.
7. Zhang et al., 2015 Zhang, D.Y., Zhou, et al.. The discovery on the Early Paleozoic magmatism in the Sawuer area, West Jungar // Acta Petrological Sinica. 2015. Vol. 31. P. 415–425.
8. Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Шокальский С.П. и др. Надсубдукционные плагиограниты Рудного Алтая: возраст и особенности состава // Докл. РАН. 2015. Т. 464. С. 1–6.
9. Крук Н.Н., Владимиров В.Г., Руднев С.Н. и др. Геодинамика и магматизм палеотрансформных окраин Алтае-Саянской складчатой области (средний палеозой) // Эволюция тектонических процессов в истории

Земли: Материалы XXXVII Тектонического совещ. Новосибирск: Изд-во СО РАН. Филиал "Гео", 2004. Т. 1. С. 273–275.

10. Крук Н.Н., Куйбида М.Л., Гусев Н.И. и др. Эволюция Алтайской активной окраины в позднем девоне: магматизм, деформации, особенности осадконакопления // Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогеническое прогнозирование (материалы совещания). Новосибирск: изд-во СО РАН, 2014, с. 96–97.

11. Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Волкова Н.И. и др. Особенности состава, источники и механизм формирования гранитоидов Прииртышского комплекса, Восточный Казахстан // Петрология. 2012, Т. 20, № 2. С. 208–224.

12. Ермолов П.В. Актуальные проблемы изотопной геологии и металлогении Казахстана. Караганда: Изд-во Российско-Казахстанского ун-та, 2013. 206 с.

13. Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. и др. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы (по данным U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 8. С. 1149–1170.

14. Гусев Н.И., Мурзин О.В. Раннекаменноугольный габбро-гранитоидный магматизм в российском Рудном Алтае: Материалы II международной геологической конференции «Граниты и эволюция Земли: граниты и континентальная кора». Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2014. С. 60–62.

15. Shen, P., Shen, Y., Liu, T. and et al.. Geology and geochemistry of the Early Carboniferous Eastern Sawur caldera complex and associated gold epithermal mineralization, Sawur Mountains Xinjiangm China. Journal of Asian Earth Sciences. 2008. Vol. 32. P. 259–279.

16. Chen, J.F., Han, B.F., Ji, J.Q. et al. Zircon U-Pb ages and tectonic implications of Paleozoic plutons in northern West Junggar, North Xinjiang, China. Lithos, 2010. Vol. 115. P. 137–152.

17. Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Мурзин О.В. и др. Геологическая позиция, возраст и петрогенезис плагиогранитов северной части Рудного Алтая // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 10. С. 1668–1684.

18. Конников Э.Г., Ермолов П.В., Добрецов Г.Л. Петрология сининверсионных габбро-гранитных серий. Н.: Наука, 1977. С. 39–68.

19. Yin, J.Y., Yuan, C., Sun, M. et al. Late Carboniferous high-Mg dioritic dykes in Western Junggar, NW China: geochemical features, petrogenesis and tectonic implications // Gondwana Research, 2010. Vol. 17. P. 145–152.

20. Yuan, C., Sun, M., Xiao, M.J. and et al. Accretionary orogenesis of the Chinese Altai: insights from Paleozoic granitoids // Chemical Geol. 2007. Vol. 242. P. 22–39.

21. Kuibida M. L., Safonova I. Yu., Yermolov P. V. et al. Early Carboniferous tonalities and plagiogranites of the Char suture-shear zone in East Kazakhstan: implications for the Kazakhstan-Siberia collision // Geosciences Frontiers. 2016. Vol. 7, N 1. P. 141–150.

22. Савинский И. А., Владимиров В. Г. Возраст высокоградиентного метаморфизма Чечекской гранитоидной структуры (Восточный Казахстан) // Современные проблемы магматизма и метаморфизма: Материалы Всероссийской конференции (Санкт-Петербург, 1-5 октября 2012 г.). СПб.: Изд-во СПбГУ, 2012. Т. 2. С. 197–200.

23. Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Владимиров А.Г. и др. U-Pb-изотопный возраст, состав и источники плагиогранитов Калбинского хребта (Восточный Казахстан) // Доклады РАН, 2009. Т. 424, № 1, с. 84–88.

24. Котлер П.Д., Хромых С.В., Владимиров А.Г. и др. Новые данные о возрасте и геодинамическая интерпретация Калба-Нарымского гранитоидного батолита, Восточный Казахстан // Докл. РАН, 2015. Т. 462, № 2. С. 565–569.

СОВРЕМЕННАЯ АКТИВИЗАЦИЯ СИБИРИ И КАЗАХСТАНИД (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Лапин П. С.

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

На протяжении нескольких последних десятилетий решение задачи, связанной с выявлением в современном рельефе критериев активизация глубокопогруженных структур является актуальной, поскольку существенная активность тектонических движений в новейший этап, дифференцированность их проявления во времени и пространстве, омоложение древних и возникновение новых разрывных тектонических нарушений оказывают большое влияние на степень сохранности флюидодинамических систем.

На протяжении этих лет осуществлялись различные подходы к оценке неоген-четвертичных движений. В 1950–1960-е годы были проведены детальные исследования рельефа Сибири и Дальнего Востока. Большое внимание уделялось установлению соответствия структурного плана рельефа с неоднородностями мезо-кайнозойского чехла. В пределах Западно-Сибирской равнины Ю.А. Мещеряковым [1] отмечена общность в характере деформаций поверхности плиты и орографического плана дневной поверхности и выделена система меридиональных и широтных орографических волн. По его мнению, молодые волнообразные деформации широтного направления подтверждают «большой закон распределения нефтяных месторождений» И.М. Губкина. Позже В.А. Обручев обосновывает необходимость в выделении неотектонического этапа, как периода новейшей активизации в развитии рельефа Земли. К началу 80-х годов прошлого столетия работы по изучению неотектонического этапа были обобщены в «Карте новейшей тектоники нефтегазоносных областей Сибири» (под ред. Н.А. Флоренсова и И.П. Варламова) [2]. Проведенные исследования во многих случаях оказали большое влияние на выявление месторождений нефти и газа. Традиционно, в рамках антиклинальной модели развития чехла осуществлялось сопоставление структур платформенного чехла с неотектоническими элементами (по Н.А. Флоренсову и др.), которые определялись по знаку неотектонических движений. Сопоставлялись амплитуды неотектонических движений и опорных горизонтов. Оценивался вклад новейшей тектоники в прирост амплитуд, который опосредованным образом сказывался на форме глубокопогруженных геологических тел.

В последующие годы большее внимание при выявлении перспектив нефтегазоносности стали уделять выявлению неантиклинальных и сложно построенных ловушек. Они формируются в условиях, отличных от антиклинальной модели развития чехла, имеют другую природу и требуют соответствующих приёмов и методов в их познании. В работе рассмотрен один из таких методов, направленный на оценку интенсивности рельефообразующих процессов и их неравномерности проявления за неоген-четвертичный этап в развитии рельефа Западной Сибири.

При изучении влияния новейших движений на формирование и переформирование залежей углеводородов в пределах мезо-кайнозойского чехла первостепенное значение должно придаваться выявлению критерия глубинности в современных рельефообразующих процессах. При исследовании закономерностей распространения орографических волн предполагали их соответствие с деформациями плиты. При изучении неотектонических движений предполагали, что в их амплитудах отражалась современная активизация фундамента мезо-кайнозойского чехла. Однако, ни в одном из этих подходов не был выделен критерий, на основании которого можно было бы судить о глубинном характере изучаемых параметров.

В настоящей работе для оценки современных движений за весь неоген-четвертичный этап вычислялись значения амплитуд неотектонических движений по модулю, и полученные данные нормировались относительно нефтегазоносных систем как ресурс содержащих объектов, что позволило выявить специфические особенности проявления рельефообразующих процессов и осуществить их анализ на уровне нефтегазоносного бассейна [3]. В данном случае большее значение имеет выделение каналов, по которым происходит перемещения вещества и энергии, которая поступает к дневной поверхности и в зависимости от специфичности литологии или климатического фактора направлена на формирование различных форм рельефа. В геоморфологии данная задача связана с выделением «глубинных процессов» [4], которые проявляются в «литодинамических потоках» А.Н. Флоренсова. В своих исследованиях мы предполагали, что процессы считаются глубинными, если в значениях вычисленной характеристики находят отражение особенности строения доюрского комплекса. Сопоставление полученных данных с неоднородностями в строении фундамента Западно-Сибирской

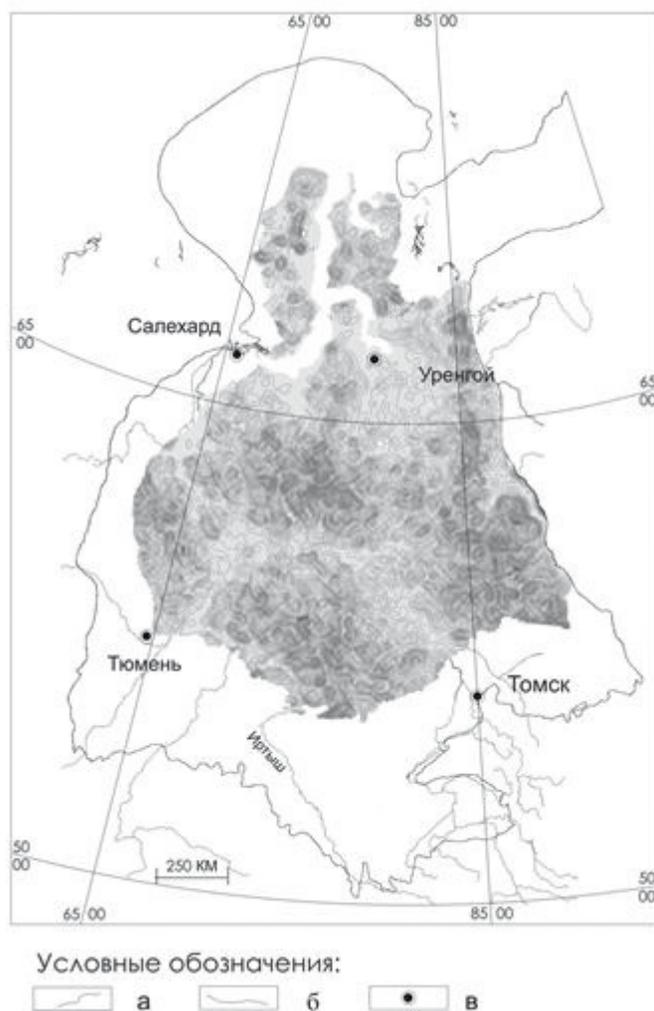


Рис. 1. Интенсивность современных геологических процессов, как индикатор интенсивности глубокопогруженных геологических тел:

а – значения параметра интенсивности геологических процессов; *б* – гидросеть; *в* – города

геосинклизы, выявленных Е.А. Ёлкиным и др. [5] позволили сделать предположение о глубинном характере проявления неоген-четвертичных движений. Максимальные значения исследуемого параметра совпали с казахстанидами и, в большей степени – с сибиридами, что позволяет считать их реликтами. Именно через них происходит интенсивный обмен веществом и энергией, которая расходуется на формирование рельефа земной поверхности, что подтверждается результатами геоморфологического районирования Западной Сибири. Выяснив влияние глубинных процессов на формирование форм рельефа Западной Сибири можно оценить неравномерность в проявлении неоген-четвертичных движений. С этой целью деятельность современных геологических процессов оценивалась на основе вычисления интегральной характеристики – работы водного потока. Вычислялся показатель общего эрозионно-денудационного расчленения рельефа. Анализ данных осуществлен по той же схеме, которая применялась и для анализа неоген-четвертичных движений. В результате построена схема деятельности современных геологических процессов в пределах Западной Сибири (рис. 1). Полученные резуль-

таты сопоставлены со схемой неоднородностей в строении фундамента Западно-Сибирской геосинклизы [5] (рис. 2). Отмечены соответствия в проявлении современных процессов и неоднородностей строения фундамента (сибирид и казахстанид). По результатам построений осуществлена верификация данных на примере анализа Каймысовской НГО посредством сопоставления полученных данных с работами по выявлению индекса успешности поисково-разведочного бурения в Верхнеуральском НГК.

Таким образом, в современных рельефообразующих процессах и рельефообразующих процессах за весь неоген-четвертичный этап выявлена их унаследованность от сибирид, как реликтовых форм. Выяснив, что в неотектонических движениях отражается активизация глубокопогруженных геологических тел, мы обосновали правильность предположений, высказанных исследователями, которые в 70-80 годах прошлого века использовали эти данные при прогнозе перспектив нефтегазоносности нефтегазоносных бассейнов.

Литература

1. Мещеряков Ю.А. Рельеф СССР. М.: Мысль. 1972. 520 с.
2. Карта новейшей тектоники нефтегазоносных областей Сибири /Ред. Флоренсов Н.А., Варламов И.П./ М.: Мингео СССР. 1981.
3. Лапин П.С. Особенности развития современных флювиальных процессов в Западной Сибири и размещение месторождений нефти и газа // Материалы научного совещания по интеграционным программам Отделения наук о Земле Сибирского отделения РАН «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН. 2006. Т. 1. С. 197–199.

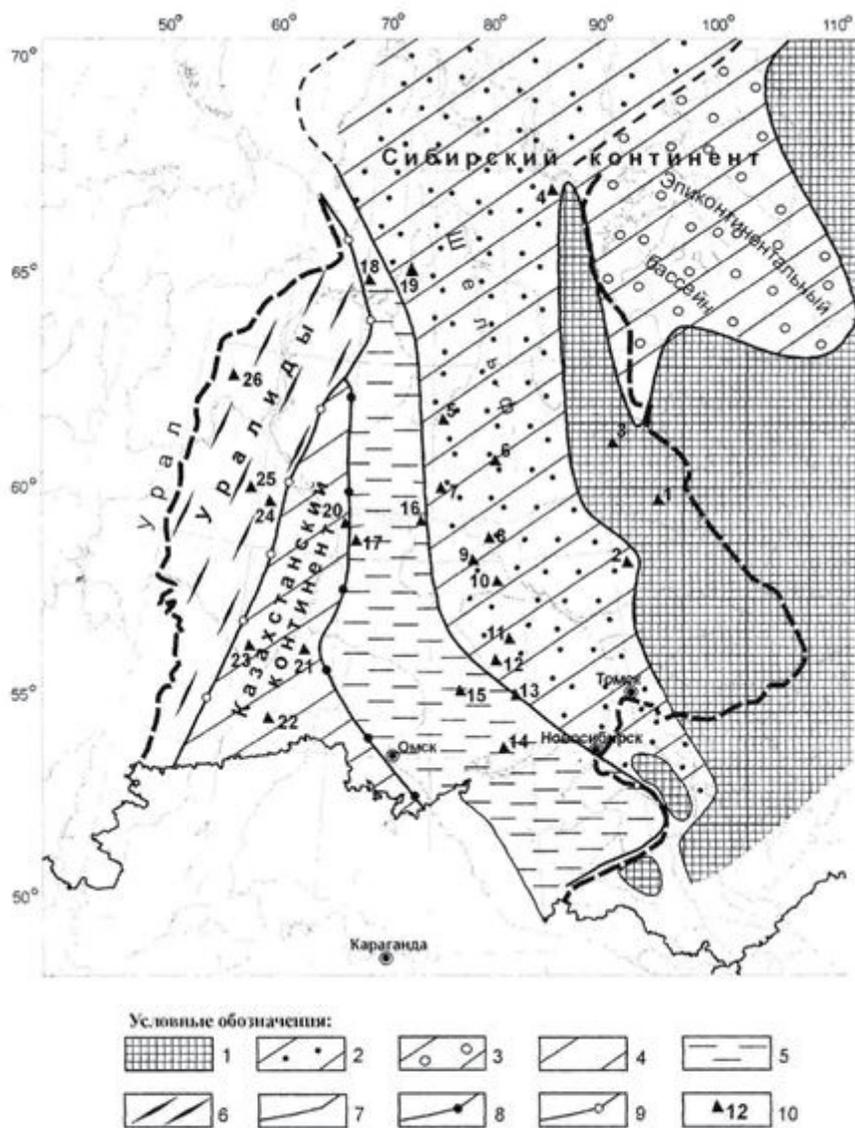


Рис. 2. Соотношение в фундаменте Западно-Сибирской геосинклизы сибирид, казахстанид и уралид [5]:

1–3 Сибирский континент: 1 – суша, 2 – шельф, 3 – эпиконтинентальный бассейн; 4 – Казахстанский континент; 5 – континентальный склон и прилегающая часть глубоководного бассейна; 6 – островодужные системы восточного склона Урала; 7 – границы фациальных зон; 8 – раннекаменноугольная сutura; 9 – среднекаменноугольная сutura; 10 – скважины

4. Тимофеев Д.А. Принципы типизации геоморфологических процессов // Геоморфология. 2004. № 4. С. 16–20.

5. Ёлкин Е.А. и др. Соотношение в фундаменте Западно-Сибирской геосинеклизы структур Сибирского и Казахстанского континентов с коллажем островодужных систем восточного склона Урала // Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН. 2004. Т. 1. С. 129–132.

**ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ГЕНЕЗИС ЛЕЙКОГРАНИТОВ
ОБЬ-КОЛЫВАНСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)**

Майорова Н. П.¹, Майоров В. Н.², Чегодайкина Н. В.¹, Филиппова О. В.¹

¹*Сибирский геофизический колледж, г. Новосибирск
ninaimaiorova1@mail.ru*

²*Восточно-Казахстанский государственный университет, г. Усть-Каменогорск*

Петрохимическая и геохимическая эволюция орогенных магматических формаций отражает общую направленность геологического развития земной коры в сторону ее континентализации. При переходе от раннеорогенной стадии к позднеорогенной для итрузивного магматизма характерен преимущественно гранитный состав плутонов с возрастающим во времени значением лейкократовых разновидностей. На минеральном уровне петрохимические изменения отражаются в направленном уменьшении в породах основности плагиоклаза, повышении в слюдах и полевых шпатах щелочей и др. Применительно к аксессуариям отмечается многообразие их видов в лейкогранитах, увеличение частоты встречаемости редкометалльных и редкоземельных минералов и пр. В предложенном аспекте ниже рассмотрены геолого-геохимические особенности двух массивов лейкогранитов: Дунгалинского и Колыванского, изучение которых проводилось в разные годы многими исследователями. По Колыванскому массиву также использованы последние данные наблюдения образцов гранитоидов в лаборатории ИРГЕТАС ВКТГУ на растровом электронном микроскопе (см. рисунок).

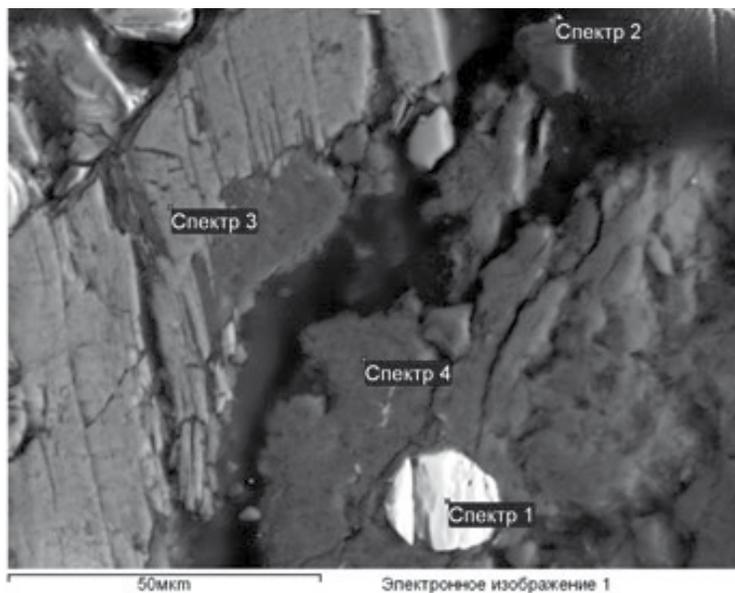
Колыванский (Обь-Колыванский) гранитоидный массив расположен в пределах Колывань-Томской складчатой зоны (КТСЗ), являющейся по всей видимости северным продолжением сложного ансамбля структур Обь-Зайсанской складчатой системы (Рудный Алтай, Калба и др.). Несмотря на длительную историю изучения КТСЗ многие вопросы в области геологии данной зоны остаются дискуссионными (Хомичев, 2003). Это касается и магматизма КТСЗ. В частности, неоднозначно оценивается возраст магматических образований, их генезис, рудоносность, геохимическая специализация и др. На площади КТСЗ магматиты представлены преимущественно гранитоидами. Согласно схеме магматизма, предложенной Западно-Сибирским петрографическим Советом, гранитоиды Новосибирского Приобья отнесены к обскому магматическому комплексу пермо-триасового возраста. Хотя в последние годы одни исследователи относят их к борок-бибеевскому комплексу, другие предлагают выделять два комплекса. Например, составляющие Колыванского, Барлакского массивов и северной части Новосибирского массива включены в самостоятельный барлакский лейкогранитовый комплекс, T_{2,3}. Колыванский массив имеет вытянутую в северо-восточном направлении форму, перекрыт рыхлыми отложениями с отдельными выходами слагающих его пород на поверхность. Границы массива полностью не оконтурены. Вмещающие породы: слюдисто-кварцевые сланцы и роговики. Массив сложен лейкократовыми биотитовыми и биотит-мусковитовыми гранитами, с массивной текстурой, от крупнозернистых до среднезернистых разновидностей, с редкими порфиробластами калиевого полевого шпата. Минеральный состав: ортоклаз с вростками альбита, плагиоклаз, кварц, биотит, мусковит. Аксессуарии- монацит, ксенотим, циркон, сфен, рутил, ильменит, алмадин, апатит, ортит, в измененных разновидностях: баэнезит, паризит, редкие зерна галенита, халькопирита, пирита, колумбита-танталита, иттрофлюорита, эвксенита и др. Характерно отсутствие вольфрамитов, магнетита. Среди гранитов встречены кварцевые жилы с мелкими друзами и щетками горного хрусталя, отмечены участки штокверкообразных скоплений кварцевых прожилков с вкрапленностью касситерита, а также одиночные жилы и шпиры пегматитов с миаролами, в которых можно обнаружить кристаллы мориона, полупрозрачного берилла, топаза, альбита, микроклина. Согласно петрохимическим данным гранитоиды Колыванского массива относятся к породам повышенной (калиевой) щелочности, среднеглиноземистые, с признаками S- и A-типов. Геохимические особенности лейкократовых гранитов следующие: концентрирование выше кларка (по А.П. Виноградову) редкометалльных элементов (олово, вольфрам, молибден, висмут, тантал, ниобий, бериллий), серебра, свинца, цинка, меди, гафния, лантаноидов, иттрия, иттербия, тория, урана; ниже кларковых значений содержание титана, ванадия, рубидия, стронция, циркония, бария. Вольфрам содержится в колумбит-танталите, в небольших количествах в слюдах. Степень редкометалльной специализации по геохимическим параметрам (K/Pb, Ba/Rb, Zr/Hf) увеличивается от биотитовых гранитов к лейкогранитам. Выше изложенное подчеркивается данными, полученными исследованием образцов: а) масс-спектрометрическим анализом и б) на растровом микроскопе (соответственно в *n* 10–4 % и вес. %): а) Li – 22,8–208,4; Be – 1,1–1,7; B – 40,1–46,1; Sc – 7,2–8,9; Na – 28700 – 35440; K – 18680 – 42470; б) Mo – 1,2–6,9; Sn – 14,1–18,1; W – 5,4–34,6; Bi – 2,–8,5; Nb – 1,1–8,1; Ce – 1,1–7,6; Hf – 0,2–2,7; La – 2,4–6,7;

Пример электронного изображения среза образца колыванских гранитоидов

Y – 3,8–8,7; Yb – 0,2–3,2; Ir – 0,2–3,3; Th – 2,5–5,4; U – 1,8–2,4; Pb – 7,6–10,3; Zn – 5,4–7,1; Cu – 8,9–13,7; Ag – 0,5–12,5; S – 4,5–11,3; Ba – 3,5–21,7; Na – 1,2–5,4; K – 1,2–8,7; Zr – 2,4–27,1; F – 5,7–26,1.

Дунгалинский массив откартирован на северо-западе Калба-Нарымского гранитоидного пояса Большого Алтая [1], в зоне крупного Тройницко-Каменского разлома, ревивация которого обусловила различные особенности внутренней структуры массива, имеющего вытянутую в северо-западном направлении плитообразную форму и являющимся западным продолжением Монастырского массива (Майорова, 1973; их дизъюнктивов второго порядка породы массива превращены в катаклазиты и милониты. Дунгалинский массив отмечается отрицательной гравиметровой аномалией, с четкой зоной градиентов, свидетельствующей о близвертикальном падении контактов. Сами контакты на поверхности резкие, рвущие, с ровной линией и шириной зоны ороговикования 1,0–1,5 км. Вмещающие породы: песчано-сланцевые отложения верхнего девона - нижнего карбона. Сложен массив разнозернистыми биотит-мусковитовыми и биотитовыми гранитами монастырского комплекса лейкогранитов (P₂-T ?), сформированными в три фазы. 1-я фаза – крупнозернистые и грубо- крупнозернистые порфириовидные и равномернозернистые биотитовые лейкограниты и граниты; 2-я фаза – среднезернистые, мелко-средне- и мелкозернистые биотитовые и двуслюдяные лейкограниты, крупно-и грубозернистые, равномернозернистые биотитовые аляскитовые граниты; 3-я фаза – жильные: гранит-аплиты, аплитовидные граниты, аплит-пегматиты, аплиты, пегматиты, камерные (шлировые) пегматиты и лейкограниты, кварцевые жилы. Минеральный состав лейкогранитов: микроклин – 25–45 % (часто микроклин- пертит), плагиоклаз- 25–35 % (12–13% An), кварц – 25–40 %, биотит – 2–4 %, мусковит – 0,5–5,0 %. В порфиробластах калишпат, редко плагиоклаз. Аксессуары: циркон, монацит, апатит, ильменит, турмалин, флюорит, магнетит, гранат (только в мелкозернистых разностях и пегматитах), оранжит, ортит, сфен, рутил, ксенотим, пироклор; в измененных разностях и в пегматитах дополнительно: пирит, лимонит, редко- гематит, жильбертит, галенит, танталит, касситерит, вольфрамит. Для пегматитов характерно отсутствие магнетита. Выделены два типа пегматитов: 1) жильные пегматиты простого строения (олигоклаз-микроклиновые), 2) камерные (шлировые) пегматиты изометричной формы размером 2–30 м в поперечнике. При выраженной зональности такие пегматиты состоят из кварц-полевошпатовой (пегматоидной) зоны, кварцевого ядра и хрусталеносной полости. Крупных скоплений рудных минералов в измененных гранитах и в пегматитах не обнаружено. Хрусталеносность не промышленная. Отмечены небольшие россыпи циркона и монацита. По данным петрохимии гранитоиды Дунгалинского массива имеют субщелочной уклон (при преобладании калия над натрием), повышенную глиноземистость, признаки S- типа. Геохимическая характеристика лейкогранитов следующая: несколько повышенные содержания по сравнению с кларковыми имеют олово, иттрий, иттербий, медь, молибден, литий, рубидий, цезий, ниобий, скандий. Ниже кларка зафиксированы содержания бериллия, циркония, галлия, вольфрама, бария, цинка, титана, ванадия, кобальта, никеля, хрома, висмута, тантала. В биотите содержание олова до 0,03 %, ниобия до 0,02 %, бериллий и вольфрам не обнаружены. В ильмените концентрация олова до 0,16 %, ниобия до 0,90 %, вольфрама до 0,04 %, бериллия до 0,002 % . В полево шпате олово и вольфрам не выявлены, содержание ниобия до 0,005 %, бериллия до 0,002 %. Состав биотита (мало- и среднетитанистый лепидомелан и феррибиотит, ср. %): SiO₂ – 35,21; TiO₂ – 3,31; Al₂O₃ – 17,21; Fe₂O₃ – 5,75; FeO – 20,59; MnO – 0,52; MgO – 3,93; CaO – 0,23; Na₂O – 0,15; K₂O – 8,40; P₂O₅ – 0,17; F – 1,08; H₂O – 0,40; O = F₂ – 0,42; f – 80.

Итак, при сопоставлении характеристик лейкогранитов Колыванского и Дунгалинского массивов наблюдается их относительное сходство по петрографическим и петрохимическим параметрам, но в отношении аксессуаров, геохимических показателей и рудоносности отмечаются существенные различия. Напри-



мер, в гранитоидах Колыванского массива значительно выше концентрации редкоземельных и редкометалльных элементов, выявлены проявления олова, жильные и шпировые пегматиты с миаролами топаза и берилла, с вкрапленностью танталита-колумбита. Напрашивается вывод о том, что гранитоиды Колыванского массива по сходству признаков следует параллелизовать не с магматитами Дунгалинского массива (что рассматривали некоторые авторы, в том числе и Небера Т.С., 2010 г.), а например, с лейкогранитами Мирлобовского массива калбинского комплекса Калба-Нарымского плутона, где с данным комплексом связаны крупные редкометалльные месторождения.

Литература

1. Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 2. Металлогения / Щерба Г.Н., Беспавев Х.А., Дьячков Б.А. и др. Алматы, 2000. 400 с.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ОРУДЕНЕНИЯ ЛАЙЛИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Мансуров А.М., Чаханов Т.Ж.

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

Приводится характеристика золоторудного месторождения Лайлы. Золото-кварцевого типа расположенного в Западно-Калбинском золоторудном поясе. Рассматриваются особенности вещественного состава золоторудных кварцевых жил, и приводится оценка перспектив Лайлинского рудного поля.

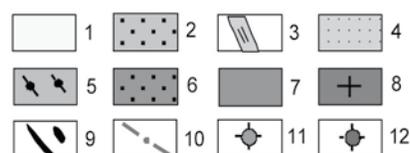
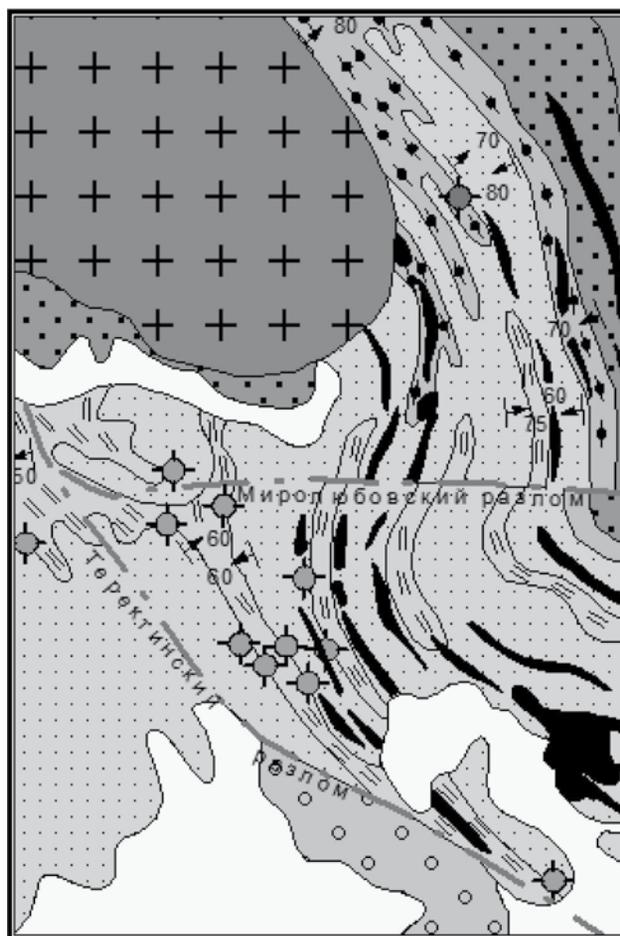
Месторождение Лайлы расположено в Восточно-Казахстанской области, в среднем течении реки Лайлы, в 2 км к северу от районного центра с. Самарка. Площадь месторождения вытянута в северо-западном направлении вдоль русла реки Лайлы, на протяжении 7 км при ширине до 3,5 км. Зона тяготеет к системе Теректинского (Западная-Калба) глубинного разлома (см. рисунок). Лайлинское рудное поле представлено золоторудными объектами кварцево-жильного типа, открытыми в 1903–1915 гг.

Размещается в осевой части Западно-Калбинского пояса [1]. Пояс ограничен Теректинско-Улунгурским и Чарско-Зимунайским глубинными разломами северо-западного простирания. Рудное поле формировалось в результате коллизии геологических структур, с образованием в наложенных прогибах и мульдах молассовых формаций и внедрением приразломных малых интрузий и даек кунушского комплекса (С₃). Ведущая рудоконтролирующая роль принадлежит системе диагональных глубинных разломов (запад-северо-западного простирания), фиксируемых зонами брекчирования, смятия и минерализации, а также цепочками золотоносных малых интрузий и даек плагиогранит-гранодиоритового состава (С₃). Рудовмещающими являются карбонатно-терригенные и черносланцевые формации повышенной карбонатности и углеродистости, подверженные гидротермально-метасоматическим изменениям в разломах и на контактах гранитоидных интрузий.

В пределах площади месторождения выявлено 15 наиболее крупных золотоносных кварцевых жил. Наиболее продуктивными из них явились жилы: Варваринская, Генеральская, Гениальная, Пионер. По падению жилы прослежены на глубину от 30 до 90–100 м. Околожильные изменения выражены незначительной серицитизацией, альбитизацией, хлоритизацией и сульфидной минерализацией. Кварцевые жилы обычно неоднородны, наблюдается кварц двух генераций: ранний – серый, белый, полупрозрачный – рудоносный и поздний – матовый, молочно-белый, безрудный. Отмечается

Схема размещения золотопроявлений в Лайлинском рудном поле:

1 – четвертичные отложения; 2 – моласса таубинской свиты; 3 – алевролитовая пачка; 4 – песчаниковая пачка калбинской свиты; 5 – алевролитовая пачка и 6 – туфопесчаниковая пачка опановской свиты; 7 – песчано-алевролитовые отложения такырской свиты; 8 – граниты калбинского комплекса; 9 – гранодиориты и дайки порфиров кунушского комплекса; 10 – разломы; 11 – золото-кварцевая формация; 12 – вольфрам-золоторудная субформация



включения альбита и кальцита. Рудная минерализация представлена пиритом, арсенопиритом, халькопиритом, гематитом. Золото в кварце видимое свободное, меньшая тонкодисперсная часть рассеяна в сульфидах. Пробность его не высокая, содержание изменяется от нескольких долей г/т до 50–200 г/т. С глубиной содержание обычно снижается и на глубине 20–30 м становится непромышленным, за исключением жил Гениальная и Пионер, у которых значение Au 7 г/т сохраняется на глубинах 90–100 м.

Площадь рудного поля (40 км²) приурочена к восточному крылу Лайлинской антиклинали, сложена песчаниками, туфопесчаниками, алевролитами даланкаринской и бурабайской свит. Породы дислоцированы, имеют дисгармоничный характер в системе разрывов, оперяющих Теректинский разлом. Широко проявлены дайки гранит-порфиров, кварцевых-порфиров, гранодиорит-порфиров, приуроченных к межслоевым срывам. На участке насчитывается до 15 кварцевых жил, группирующихся в несколько субпараллельных кварцевожильных зон северо-западного направления. Протяженность жил – от 90 до 860 м, мощность – 0,2–0,8 м.

Прогнозная оценка проведена Э.Г. Окуневым весьма оптимистично, однако надо учитывать, что жилы с промышленными содержаниями практически уже отработаны, имеются определенные перспективы изучения более глубоких горизонтов. В результате проведенных детальных поисковых геолого-геофизических работ в 1978–1980 гг. (Введенский Р.В., Мохова Л.Г., Казаев В.П.) на южном фланге Лайлинского рудного поля выявлены два перспективных участка кварцево-жильного типа и зон золото-сульфидной минерализации. В их пределах фрагментарно проявлены ореолы рассеяния мышьяка, сурьмы и вольфрама.

В центральной части участка (в районе жил Гениальная, Генеральская, Пионер), где развита основная масса отработавшихся ранее кварцевых жил, обнаружены четыре протяженные зоны измененных пород, к которым приурочены вторичные ореолы рассеяния мышьяка. Протяженность каждой зоны около 6 км, средняя мощность 60 м. По пройденным канавам и буровым скважинам содержания золота не превышали 0,05–0,2 г/т, но авторами рекомендовались дальнейшие поисковые работы.

В трех километрах северо-восточнее от этих зон прослеживается Березовская зона гидротермально измененных пород, приуроченная к участку развития даек гранит-порфиров и диорит-порфиров. Центральная ее часть мощностью 5–6 м отмечается интенсивным расланцеванием и окварцеванием, пиритизацией. По канавам содержания золота составили от 0,1 до 4,3 г/т, в одной пробе в кварце до 100 г/т. Зона крутопадающая, перебурена двумя скважинами на глубинах 70 и 90 м. В окварцованных песчаниках и гранит-порфирах содержания золота составили 0,01 г/т на пятиметровую мощность.

В целом по Лайлинскому участку перспективы могут связываться с доизучением кварцевожильных глубинных горизонтов, и поисками минерализованных золото-сульфидных зон в предполагаемой зональной рудоносной колонны. Возможные прогнозные ресурсы золота порядка одной тонны.

Литература

1. Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 2. Металлогения / Щерба Г.Н., Беспяев Х.А., Дьячков Б.А. и др. Алматы: РИО ВАК РК, 2000. 400 с.
2. Геологическая условия формирования и размещения золоторудных месторождений апокорбонатного типа Восточного Казахстана / Б.А. Дьячков., З.И. Черненко., М.А. Мизерная.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЗОЛОТОНОСНОСТИ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕРИФЕЙСКОГО ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНОГО СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОГО КОМПЛЕКСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОЙ ЗОЛОТОРУДНОЙ ПРОВИНЦИИ

Мансуров Р.Х.

Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт
цветных и благородных металлов, г. Москва
rinman81@bk.ru

Большинство золоторудных месторождений на Енисейском кряже локализируются на нижне-среднерифейском стратиграфическом уровне удерейской, горбилоской и кординской свит, а также пенченгинской свите нижнего протерозоя [4]. Рудовмещающим является углеродсодержащий вулканогенно-карбонатно-терригенный туфогенно-известковисто-филлито-песчано-сланцевый комплекс. Поисковые работы на выявление большеобъемного золотого оруденения в углеродисто-терригенных комплексах в пределах Средне-Ишимбинской площади Енисейской золоторудной провинции, выполнявшиеся ЦНИГРИ в рамках госконтракта Роснедра, позволяют впервые в регионе прогнозировать выявление промышленной золотой минерализации в вышележащих (относительно упомянутых выше) отложениях карбонатно-терригенного известковисто-филлито-песчано-сланцевого комплекса средне-верхнерифейского возраста.

Поисковые работы осуществлялись согласно принятой ЦНИГРИ методике поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах, успешно апробированной на объектах Лебединского рудного узла, Бодайбинского рудного района и др. [1, 2]. Она включает в себя как традиционные, так и нестандартные методы:

1) *Изучение площади опорными геолого-геофизическими профилями.* Поиски включали комплекс геологических (маршруты), геофизических (электро-, магнито-, гравиразведка) и геохимических (литогеохимическое опробование по вторичным ореолам рассеяния (ВОР)) методов, а также геохимические поиски по потокам рассеяния. В результате в южной части площади выявлена рудоконтролирующая зона складчато-разрывных деформаций, в узле пересечения разрывных нарушений нескольких систем, в том числе оперяющей к Ишимбинской зоне глубинных рудоконтролирующих разломов.

2) *Геохимические поиски по ВОР* по сети 200×20 м с опробованием с глубины 0,3–0,4 м, *проходка линий копушей глубиной 0,8–1,0 м* со шлиховым и литогеохимическим опробованием по ВОР нижнего (продуктивного) слоя делювиальных отложений, *геолого-поисковые маршруты.* Поиски позволили выявить ряд потенциальных золотоносных минерализованных зон в пределах зоны складчато-разрывных деформаций и определить участок последующих детализационных работ. В геологическом строении участка участвуют карбонатно-терригенные отложения сухопитской серии среднего рифея: известняки, известковисто-глинистые сланцы свит аладьинской и карточки среднего рифея, а также потоскуйской свиты верхнего рифея (глинистые сланцы).

3) *Проходка шурфов до коренных пород и бульдозерных расчисток глубиной 1 м.* В шурфах производилось шлиховое и литогеохимическое по ВОР опробование нижнего продуктивного слоя делювия, а также бороздовое опробование коренных пород в полотне шурфов. По результатам документации и опробования шурфов были выделены участки для вскрыши бульдозерными расчистками. Поиски этого этапа позволили локализовать серию золотоносных минерализованных зон, наиболее перспективной из которых является зона Центральная. Мощность зоны 280 м, протяженность превышает 800 м. Морфологически зона имеет сложное линейно-штокверковое строение. Минерализованная зона сложена гидротермально-измененными окварцованными, серицитизированными, бурошпатизированными (анкерит) породами, в разной степени насыщенными кварцевыми, кварц-бурошпатовыми жилами и прожилками (от 2–3 до 18–20 жил и прожилков на 1 пог. м), разноориентированными, взаимопересекающимися с сульфидной (пирит, редко халькопирит) вкрапленностью в околожильном пространстве до 5–7 объем.%. Установлен шлиховой ореол золота, фиксирующий положение зоны; средние содержания шлихового золота составляют 5–7 знаков металла на шлиховую пробу. Содержания золота в первичных ореолах и в ВОР в пределах зоны – более 0,1 г/т. По характеру золотой минерализации золотоносные зоны можно отнести к золото-кварц-сульфидному типу. Следует отметить, что наиболее представительные результаты, характеризующие истинное положение золотоносных минерализованных зон получены именно по литогеохимическому опробованию по ВОР нижнего продуктивного слоя делювия на глубине 0,8–1,0 м, при опробовании выработок на глубине 0,8–1,0 м.

4) Комплекс горно-буровых работ: *проходка бульдозерных траншей до коренных и бурение скважин*. Завершающий этап поисков позволил выявить эпицентры высоких содержаний золота (более 0,3 г/т) в пределах зоны Центральной – некондиционные рудные зоны. Мощность таких зон достигает 23 м, всего выделено 4 зоны субсогласной слоистости ориентировки. Рудные зоны не имеют четких границ и выделяются по данным опробования. В их пределах характерно увеличение концентрации кварцевых прожилков (до 15–20 и более прожилков на 1 пог. м), как правило, секущих маломощных (до 1–2 мм). Околожильное пространство насыщено сульфидами – тонкой (менее 1 мм) вкрапленностью пирита до 10–12 объем.%. Пирит как кубической, так и осложненных форм.

Таким образом, результаты поисковых работ позволяют впервые в регионе прогнозировать выявление крупнообъемного золотого оруденения штокверкового типа с невысокими средними содержаниями золота золото-кварц-сульфидного геолого-промышленного типа в терригенно-карбонатных отложениях среднего рифея [3].

Помимо исследований в пределах Средне-Ишимбинской площади в рамках проекта выполнялось составление карты золотонности Енисейской провинции масштаба 1:200 000 на структурно-формационной, дистанционной, геофизической и геохимической основах. Комплексное исследование территории позволяет прогнозировать наличие промышленной золоторудной минерализации в средне-верхнерифейском карбонатно-терригенном комплексе (шунтарская (R_3sn), потоскуйская (R_3pt), аладынская (R_2al), карточки (R_2kr) свиты). Выделено несколько прогнозируемых золоторудно-россыпных узлов в пределах центральной части Енисейской золоторудной провинции, восточнее Ишимбинской зоны разломов. Прогнозируемые рудные узлы локализованы в провесе кровли в зоне скрытых на глубине интрузивных массивов, выявляемых по данным геофизических работ. Положение золоторудных узлов контролируется зонами потенциально рудоносных структур – зонами глубинных разломов II порядка.

Литература

1. Иванов А.И. Золото Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). М.: ФГУП ЦНИГРИ, 2014. – 215 с.
2. Иванов А.И. Экспрессный метод поисков золоторудных месторождений в сложных горно-таежных ландшафтах // Руды и металлы. 2014. № 1. С. 36–42 с.
3. Мансуров Р.Х. Новый прогнозируемый тип крупнообъемного золотого оруденения в среднерифейских карбонатных отложениях Енисейской золоторудной провинции // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы Всероссийской научно-практической конференции, 31 марта – 2 апреля 2015 г. Якутск: Издательский дом СВФУ, 2015. С. 272–275.

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ, МАГМАТИЗМА И ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ШТОКВЕРКОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕКИСОВСКОЕ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Мизерный А.И., Ключникова Д.Б., Мырзасадыхова Г., Мизерная М.А.

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

Район месторождения располагается на Рудном Алтае в 40 км к северо-востоку от областного центра г. Усть-Каменогорск. В геологическом строении описываемой площади преобладающее значение имеют интрузивные образования Змеиногорского комплекса средне – поздне-каменноугольного возраста, развиты вулканогенно-осадочные образования франского и фаменского ярусов верхнего девона, турнейского и визейского ярусов нижне-каменноугольной системы.

Змеиногорский коллизионный интрузивный комплекс ($\Theta_1 \delta_1 \gamma C_{2-3}$) представлен четырьмя фазами внедрения: габброидная (габбро, габбро-нориты, габбро-диориты, габбро-пироксениты и др.); гранодиоритовая (гранодиориты, кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты и др.); плагиогранитовая (плагиограниты, граниты, адамелиты, трондземиты и др.); гранитовая (биотитовые и лейкократовые граниты, плагиограниты, аплитовидные граниты и др.).

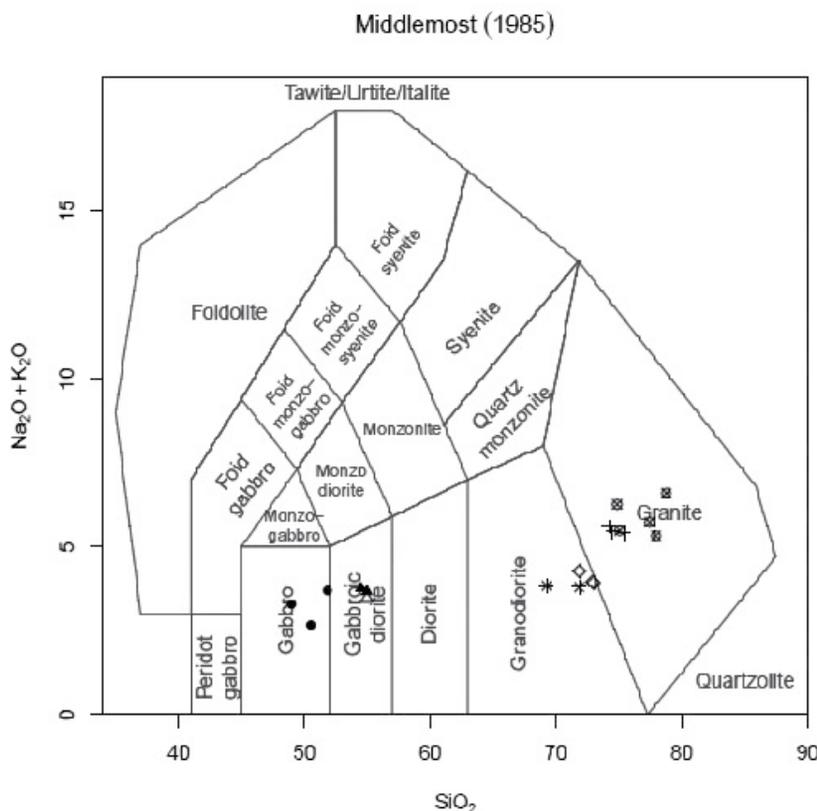
В строении Секисовского рудного поля участвуют магматиты всех четырех фаз становления змеиногорского комплекса с явным преобладанием гранодиоритов и диоритов второй, плагиогранитов третьей фаз внедрения комплекса (более 90%). Широкое развитие имеют постгранитные дайки средне-основного и кислого состава, которые тяготеют к узлам сопряжения разрывов различного порядка [1, 2].

По первичным полевым минералогическим и петрографическим описаниям, интерпретации геохимических данных было выделено 7 разновидностей магматитов (см. рисунок). Как видно на TAS диаграмме, габбро (G), габбро-диориты(G-D), диориты (D) объединились в серию основных пород (габбро-диоритовую); гранодиориты (GrD), плагиограниты (PGR), граниты (GR) представляют серию кислых пород (плагиогранитовую).

Рудное поле характеризуется интенсивным развитием тектонических нарушений северо-западного, субмеридионального, северо-восточного и субширотного простирания, что определяет его каркасно-блоковое строение. В узлах сопряжения разрывных нарушений основных направлений проявлены все фазы магматитов, постгранитные дайки, локализуются зоны оруденения.

Установлено, что все разведанные рудные тела локализуются в пределах измененных гидротермальных брекчий среднего, смешанного и кислого составов. Тела брекчий имеют трубообразную, вытянутую форму, размеры

TAS-диаграмма по гранитоидам змеиногорского комплекса, Секисовское месторождение, построения Мизерного А.И.



от 40×100 до 120×500 м, их прослеженная глубина превышает 950 м. Наибольшие содержания золота связано с брекчиями смешанного состава.

Брекчии сцементированы перетертым, гидротермально-измененным материалом пород кварц-серицит-хлоритового состава с вкрапленностью сульфидов (главным образом пирит), редко с включениями останцов пород. Широкое развитие в цементе брекчий имеет гнездово-прожилково-штокверковая система кварц-карбонат-сульфидного состава. По составу гнездово- жильные обособления весьма разнообразны и представлены монокварцевыми, кварц-карбонатными, монокарбонатными разностями, с сульфидами и без. Содержание сульфидов в цементе брекчий неравномерное и изменяется от долей процента до 15 %, как правило, не превышая 5 % [3].

Рудные минералы неизменных пород (габброидов, гранитоидов, постгранитных даек) довольно однообразны и представлены акцессорными минералами, рассеянными в нерудной массе (1–10 %) пиритом, магнетитом, ильменитом, гематитом, рутилом, лейкоксеном и сфеном.

Оруденение брекчий значительно отличается от минерализации неизменных вмещающих пород. Основными минералами первичных золотосульфидных руд являются пирит, рутил, халькопирит, сфалерит, пирротин, галенит, блеклая руда. Реже встречаются алтаит, гессит, аргентит, самородное золото, петцит, сивьянит, калаверит, креннерит. Основными рудными элементами являются золото и серебро, теллуриды и минералы висмута. Пирит составляет более 90 % от всех рудных минералов и представлен тремя генерациями – пирит синберезитовой (гидротермально-метасоматической) стадии, ранней и поздней рудной (гнездово- жильной гидротермальной) стадий.

Отложение золота происходило в несколько последовательных стадий гидротермально-метасоматического и жильно – гидротермального рудообразования.

На первой стадии оно отлагалось в виде микроскопических выделений в пирите (30-100 мкм) цемента рудоносных брекчий. На второй- отложение золота (микро и макровключения), как самородного, так и в ассоциации с серебром, минералами теллура и висмута приурочено к жильным образованиям цемента брекчий сульфидно-кварц-карбонатного состава.

Золото образует своеобразный гнездово-струйчатый тип оруденения в цементе брекчий и распределено крайне неравномерно. Повышенные концентрации (струи) золота возникают в контактах различных типов брекчий, а также в контактах брекчии с вмещающими диоритами и дайками кислого состава.

Возраст минерализации определен $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по серицитам золотосодержащих кварцевых жил и составляет $306,6 + 3,8$ Ма [4].

Исследования выполнены при финансовой поддержке МОН РК (проект № 58-313-15).

Литература

1. Рафаилович М.С. Геология золота Центральной Азии: эволюция оруденения, метасоматические формации, эксплозивные брекчии. Алматы, 2013. 423 с.
2. Рафаилович М.С., Мизерная М.А., Дьячков Б.А. Крупные месторождения золота в черносланцевых толщах: условия формирования, признаки сходства. Алматы, 2011. 272 с.
3. Фрейман Г.Г., Селифонов С.Е. Некоторые особенности рудоносных брекчий одного из месторождений Восточного Казахстана // Материалы республиканской школы молодых специалистов. Караганда, 1982. С. 81–83.
4. Naumov E., Mizerny A., Seltmann, Kovalev K., Izokh A. Mineralization style and geochronology of the Sekisovka gold deposit, eastern Kazakhstan: Proceedings of the 12th SGA Biennial Meeting. Vol. 3. 2013. 1164–1167.

КОРРЕЛЯЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА И ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ОЛЬХОНСКОГО И СВЯТОНОССКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТЕРРЕЙНОВ (БАЙКАЛЬСКИЙ РЕГИОН)

Михеев Е. И.¹, Владимир А. Г.^{1,2,3}

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

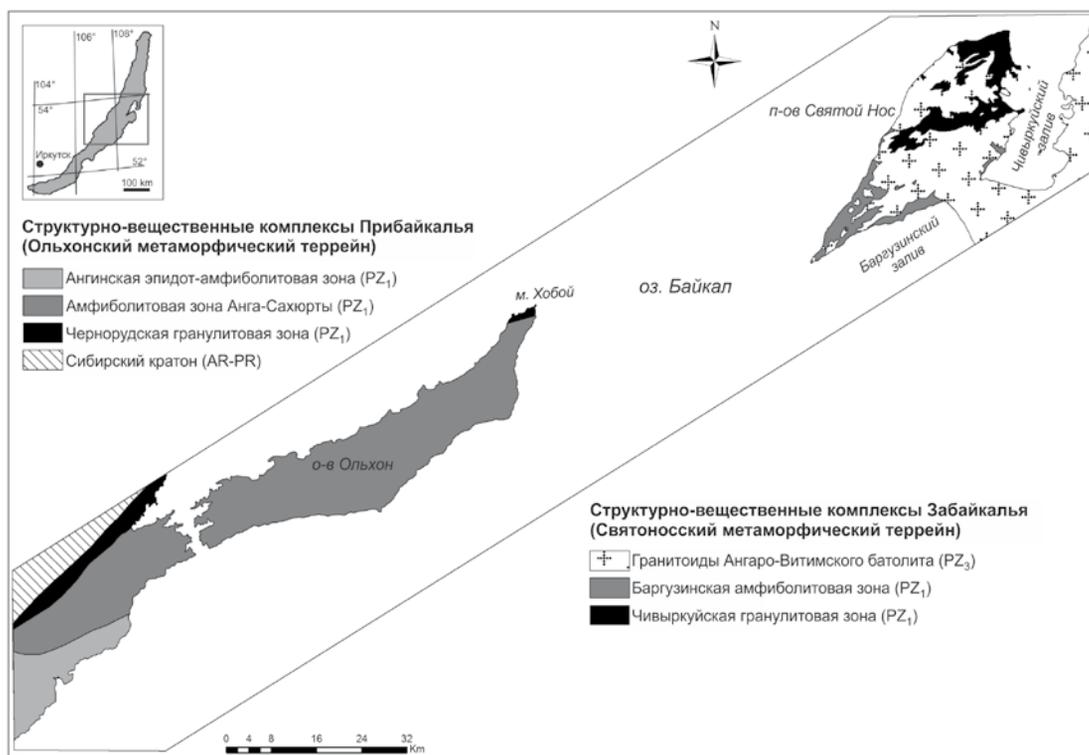
²Томский государственный университет, г. Томск

³Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

Объектами исследования являются метаморфические комплексы и гранитоиды Ольхонского и Святоносского метаморфических террейнов, для которых обосновываются коррелятивные связи и принадлежность к единой раннепалеозойской аккреционно-коллизонной системе Прибайкалья и Забайкалья (см. рисунок).

Ольхонский метаморфический террейн. Структура Ольхонского региона представлена комбинацией многочисленных сдвиговых пластин северо-восточного простирания, разделенных между собой линейными зонами бластомилонитов. Тектонические пластины объединены в несколько крупных зон, отвечающих различным уровням метаморфизма: Чернорудская гранулитовая зона, зона Анга-Сахюрты амфиболитовой фации метаморфизма и Ангинская зона эпидот-амфиболитовой фации. Возраст гранулитового метаморфизма Ольхонского террейна отвечает интервалу 500–490 млн лет, возраст амфиболитового метаморфизма – 475–460 млн лет. В пределах всех тектонических единиц присутствуют мигматиты, многочисленные жилы и массивы синметаморфических и интрузивных гранитов (см. таблицу) [1–4].

Святоносский метаморфический террейн. В геологической структуре п-ова Святой Нос выделяется Чивыркуйская и Баргузинская зоны. Чивыркуйская зона, расположенная в северной части полуострова, сложена метаморфическими породами гранулитовой фации [5? 6], Баргузинская зона в южной части – метаморфической серией амфиболитовой фации. Оба метаморфических комплекса прорываются раннепермскими гранитоидами Ангаро-Витимского батолита. Чивыркуйская зона, сложенная клинопироксен-амфиболовыми гнейса-



Генерализованная тектоническая схема Ольхонского региона (Прибайкалье) и п-ова Святой Нос (Забайкалье).

Корреляция метаморфизма* и гранитоидного магматизма Ольхонского (Прибайкалье) и Святоносского (Забайкалье) террейнов

Этапы	Метаморфизм	Ольхонский метаморфический террейн	Святоносский метаморфический террейн	
P	295 ± 5 млн лет	<p>Геологические комплексы отсутствуют</p> <p>Редкометаллические пегматитовые граниты о-ва Ольхон (390 ± 5 млн лет, U-Pb, Zm, ID-TIMS)</p> <p>Жила Амп-содержащего гранита, секущая габброиды Бирхинского массива (410 ± 3 млн лет, Ar-Ar, Hbl)</p>	Гранитоиды Ангаро-Витимского батолита на п-ове Святой Нос и в Чивыркуйском заливе (298 ± 1,5, 297 ± 1, 289 ± 1, 288 ± 1 млн лет, U-Pb, Zm, LA-ICP-MS)	
C				
D	400 ± 15 млн лет		Жила Амп-содержащего гранита, секущая габброиды Бирхинского массива (410 ± 3 млн лет, Ar-Ar, Hbl)	Иньекционные и параавтохтонные жилы Gf-гранитов (416 ± 1,5 млн лет, U-Pb, Zm, LA-ICP-MS)
S			Граниты Центральной купольной зоны (458 ± 2 млн лет, U-Pb, Zm, SHRIMP-II)	
O	Метаморфизм амфиболитовой фации (465 ± 5 млн лет)	Снигиты и нефелиновые снигиты Тажеранского массива (464 ± 2, 451 ± 1 млн лет, U-Pb, Zm, ID-TIMS)	Гранитогайсы и синкинематические жилы Вt-содержащих лейкогранитов, секущие метаморфическую толщу (464 ± 1,5 млн лет, U-Pb, Zm, LA-ICP-MS)	
	Метаморфизм гранулитовой фации (495 ± 5 млн лет)	Граниты Айского массива (469 ± 1,5 млн лет, U-Pb, Zm, SHRIMP-II) Лейкогранитные жилы п-ова ШИда (475 ± 1,5, 468 ± 2 млн лет, U-Pb, Zm, SHRIMP-II) Шаранурский гранитогайсовый купол, о-в Ольхон (476 ± 4 млн лет, U-Pb, Zm, SHRIMP-II)		
Є	Метаморфизм гранулитовой фации (495 ± 5 млн лет)	Жила нефелиновых снигитов в габброидном массиве Улан-Харгана (485 ± 1,5 млн лет, U-Pb, Zm, SHRIMP-II) Субщелочной граноснигит массива Тутай (489 ± 8 млн лет, U-Pb, Zm, SHRIMP-II) Реликты лейкогранитов в складках покровного генезиса зоны Нутгей (490-480 млн лет, U-Pb, Zm, ID-TIMS) Qz-снигиты Южно-Ольхонского массива (495 ± 6 млн лет, U-Pb, Zm, SHRIMP-II) Нур-плагиограниты Сапилианского массива (496 ± 3 млн лет, U-Pb, Zm, SHRIMP-II)	Срх-Амп гнейсы Чивыркуйской зоны (495 ± 5 млн лет, U-Pb, Zm, ID-TIMS). Гипертенсодержащие ассоциации в метаморфических породах и гранитах не установлены.	

Примечание. Возраст протолитов в данной таблице не рассматриваются.

ми и гнейсами кислого состава, имеет северо-восточное простирание и крутое падение на северо-запад. Для гранулитового комплекса характерно наличие мощных зон мраморного меланжа с включениями метагаббродов. Метаморфическая толща насыщена многочисленными жилами гранитов и гранит-пегматитов. Возраст гранулитового метаморфизма составляет 495 ± 5 млн лет. Баргузинская зона сложена амфибол-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, гранитогнейсами, амфиболитами, силикатно-мраморными смесями. Метаморфические породы прорываются дайками базитов, сложной сетью синметаморфических гранитоидных даек, а также – комбинированными базит-гранитными дайками. U-Pb изотопным датированием по циркону из Vt-Amr гранитогнейса определен возраст метаморфизма амфиболитовой фации $464,3 \pm 1,6$ млн лет. Последовательность гранитоидного магматизма представлена тремя типами гранитоидов: 1) гранитогнейсы и синкинематические жилы Vt-содержащих лейкогранитов, секущие метаморфическую толщу Баргузинской зоны – $464 \pm 1,5$ млн лет; 2) инъекционные и параавтохтонные жилы граносиенит-гранитов и гранит-пегматитов, участвующие в строении гранулитов Чивыркуйской зоны – $416 \pm 1,5$ млн лет; 3) интрузивные гранитоиды, представленные биотитовыми гранитами и кварцевыми сиенитами, отвечающие возрастному интервалу 299–288 млн лет, что соответствует возрасту Ангаро-Витимского батолита (см. таблицу).

Заключение. 1. Оценки РТ-параметров метаморфизма и возраста синметаморфических сдвиговых деформаций позволяют отнести метаморфические комплексы гранулитовой и амфиболитовой фаций Ольхонского и Святоносского террейнов к единой аккреционно-коллизийной системе раннепалеозойского возраста. 2. Эволюция гранитоидного магматизма в пределах Ольхонского террейна включает следующие этапы: а) 500–490 млн лет (сапшиланский комплекс гиперстеновых плагиогранитов, Чернорудская гранулитовая зона); б) 500–490 млн лет (тутайский субщелочной граносиенит-гранитный комплекс, зона Анга-Сахюрты); в) 470–460 млн лет (шаранурский гранит-лейкогранитный комплекс, зона Анга-Сахюрты); г) 470–460 млн лет (айский гранит-лейкогранитный комплекс повышенной редкометалльности, Ангинская зона); д) 390 ± 5 млн лет (редкометалльные пегматиты о-ва Ольхон, зона Анга-Сахюрты). 3. Эволюция гранитоидного магматизма в пределах Святоносского террейна включает следующие этапы: а) 470–460 млн лет (гранитогнейсы и мигматиты в составе метаморфической толщи амфиболитовой фации); б) 420–410 млн лет (синкинематические жилы гранатсодержащих гранитов, отвечающие регрессивной ветви метаморфизма в гранулитовой толще); в) 300–290 млн лет (баргузинский и чивыркуйский интрузивные гранитоидные комплексы, нерасчлененные). 4. Термохронологические тренды Прибайкалья и Забайкалья (транссект Приольхонье – о-в Ольхон – п-ов Святой Нос – Чивыркуйский залив) обнаруживают резкие различия, начиная с позднего девона. Если в Ольхонском террейне позднему девону отвечают сдвиговые деформации и проявления редкометалльных гранит-пегматитов, то в Святоносском террейне ранние каледониды «запечатываются» интрузивными гранитоидами Ангаро-Витимского батолита раннепермского возраста.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов РФФ № 15-17-10010 и РФФИ № 14-05-00747.

Литература

1. Розен О.М., Федоровский В.С. Коллизийные гранитоиды и расслоение земной коры (примеры кайнозойских, палеозойских и протерозойских коллизийных систем). М.: Научный мир. 2001. 188 с. (Тр. ГИН РАН; Вып. 545).
2. Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Wingate M.T.D. et al. Petrology, geochronology, and tectonic implications of c. 500 Ma metamorphic and igneous rocks along the northern margin of the Central-Asian Orogen (Olkhon terrane, Lake Baikal, Siberia) // Journ. Geol. Soc. London. 2008. Vol. 165. P. 235–246.
3. Владимиров А. Г., Волкова Н. И., Мехоношин А. С., Травин А. В., Владимиров В. Г., Хромых С. В., Юдин Д. С., Колотилина Т. Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Докл. РАН. 2011. Т. 436, № 6. С. 793–799.
4. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. № 11. С. 1181–1199.
5. Макрыгина В.А., Петрова З.И., Конева А.А., Суворова Л.Ф. Состав, РТ-параметры и метасоматические преобразования основных сланцев п-ова Святой Нос (Прибайкалье) // Геохимия. 2008. № 2. С. 167–182.
6. Михеев Е.И., Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Баянова Т.Б., Травин А.В., Юдин Д.С., Мехоношин А.С., Орсов Д.А. Термохронология гранулитов п-ова Святой Нос (Забайкалье) // Докл. РАН. – 2014. Т. 455, № 3. С. 317–322.

AR/AR-ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ И СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ СПОДУМЕН-ПЕГМАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

**Мурзинцев Н.Г.¹, Ойцева Т.А.², Котлер П.Д.^{1,3,4}, Владимирова А.Г.^{1,3,4},
Травин А.В.^{1,4}, Хромых С.В.^{1,3}, Дьячков Б.А.^{2,5}, Кузьмина О.Н.², Анникова И.Ю.^{3,4}**

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия
murzintsev.n.g@mail.ru

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

³Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия

⁴Томский государственный университет, г. Томск, Россия

⁵Алтайский геолого-экологический институт, Усть-Каменогорск, Республика Казахстан

Калба-Нарымский гранитоидный пояс представляет собой главную редкометалльную структуру Алтайской аккреционно-коллизивной системы [1–4]. Здесь сосредоточены многочисленные месторождения и рудопроявления пегматитового, альбитит-грейзенового, грейзеново-кварцевожильного и гидротермального типов [1, 2]. К ведущему геолого-промышленному типу относятся месторождения редкометалльных сподуменовых пегматитов (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn). Главная цель доклада уточнить геологическую позицию сподуменовых пегматитов в структуре Калба-Нарымского гранитоидного батолита, основываясь на полевых наблюдениях и новых результатах ⁴⁰Ar/³⁹Ar-изотопного датирования мусковита и лепидолита, входящих в рудные минеральные парагенезисы пегматитов. С учетом небольшой глубины формирования рассматриваемых месторождений предполагается, что все датировки, полученные методом возрастного плато, соответствуют возрасту их формирования.

Калба-Нарымский редкометалльный пояс расположен между Западно-Калбинской и Иртышской тектоническими зонами и ограничен глубинными разломами – Калба-Нарымским (на северо-востоке) и Теректинским (на юго-западе). Рассматриваемая рудоносная структура линейно вытянута в северо-западном направлении более чем на 500 км при ширине 20–50 км. Ее северо-западное продолжение в России перекрыто рыхлыми отложениями Западно-Сибирской впадины, а юго-восточный фланг прослеживается в Китай (рис. 1). На-

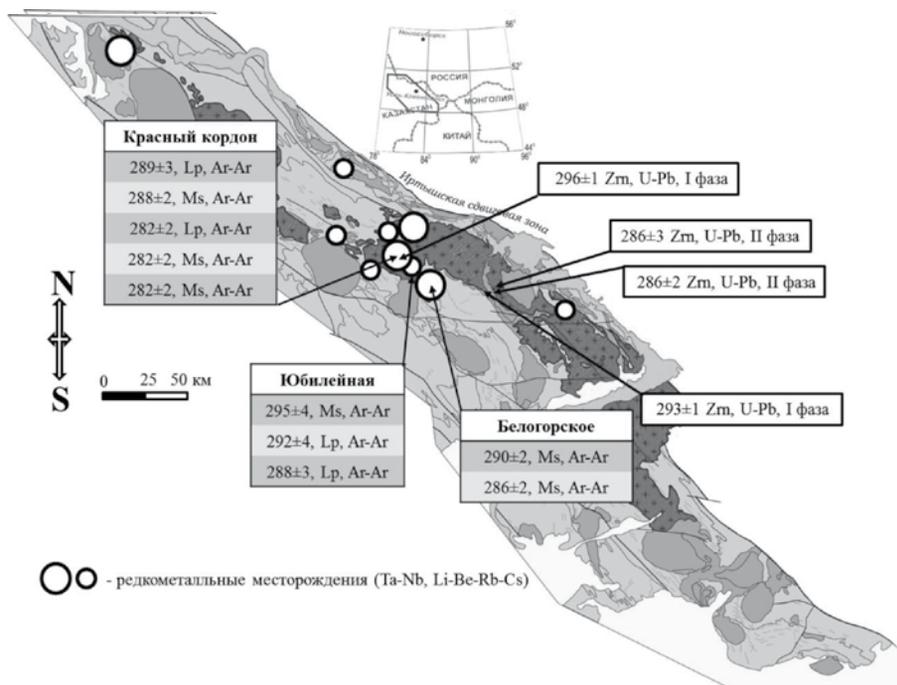


Рис. 1. Результаты U-Pb изотопного датирования гранитоидов калбинского комплекса и Ar-Ar изотопного датирования редкометалльных пегматитов Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана (составлено П.Д. Котлером и

блюдается тесная пространственно-временная сопряженность сподуменовых пегматитов с Калба-Нарымским гранитоидным батолитом, при этом сподуменовые пегматиты по геологическим данным занимают «внутригранитную» позицию [1, 2, 5–7].

Для Калба-Нарымской зоны характерен сиалический тип земной коры с увеличенной мощностью «метагранитного» слоя до 12 км и уменьшенной – «метабазальтового» слоя до 14–18 км. Обращает на себя внимание широкое развитие останцов и провесов кровли, сложенных метатерригенными (черносланцевыми) толщами такырской свиты D_3-C_1 . Эти провесы кровли повсеместно ороговикованы, подвержены грейзенизации и, как правило, к ним пространственно приурочены рудопроявления и месторождения сподуменовых пегматитов.

В пределах Калба-Нарымского редкометалльного пояса выделены четыре рудных района: Шульбинский (потенциальный), Северо-Западно-Калбинский, Центрально-Калбинский и Нарымский. Известны две рудные зоны (Гремячинско-Киинская, Карагоин-Сарыозекская) и 22 рудных узла, том числе 25 месторождений [1]. Наиболее крупные месторождения редкометалльных сподуменовых пегматитов (Бакенное, Белая Гора, Юбилейное, Асубулак) сконцентрированы в Центрально-Калбинском районе и характеризуются комплексным оруденением (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn). Максимальное развитие имеют сподумен-клевеландит-кварцевый и лепидолит-поллуцит-клевеландитовый парагенезисы, с которыми связано кондиционное литиевое сырье. По геохимическим особенностям пегматиты Калба-Нарымской редкометалльной провинции относятся к сподуменной и петалитовой подформациям редкометалльной формации, по богатству уникальных минералов они близки таким знаменитым зарубежным пегматитовым месторождениям как Берник-Лейк в Канаде, Бикита в Зимбабве и др. [3].

Сопоставление результатов U/Pb и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ изотопного датирования гранитов и сподуменовых пегматитов (см. рис. 1) определенно указывает, что сподуменовые пегматиты занимают «внутригранитную» позицию. В геодинамическом плане гранит-сподумен-пегматитовая система отвечает синорогеническому коллапсу Алтайского аккреционно-коллизийного орогена [7]. Обращает на себя внимание, что раннепермский возраст формирования гранитоидов и сподуменовых пегматитов Калба-Нарымского батолита субсинхронен с интенсивными сдвигово-раздвиговыми деформациями континентальной литосферы (Иртышская сдвиговая зона и оперяющие субширотные разломы) и Таримским плюмом, который, вероятнее всего, обеспечивал прогрев земной коры и масштабное гранитообразование [4, 8].

Бакенное месторождение размещается в пределах Гремячинско-Киинской рудной зоны, контролируемой системой глубинного широтного разлома (рис. 2). В пегматитах преобладает кварц-микроклин-альбитовый

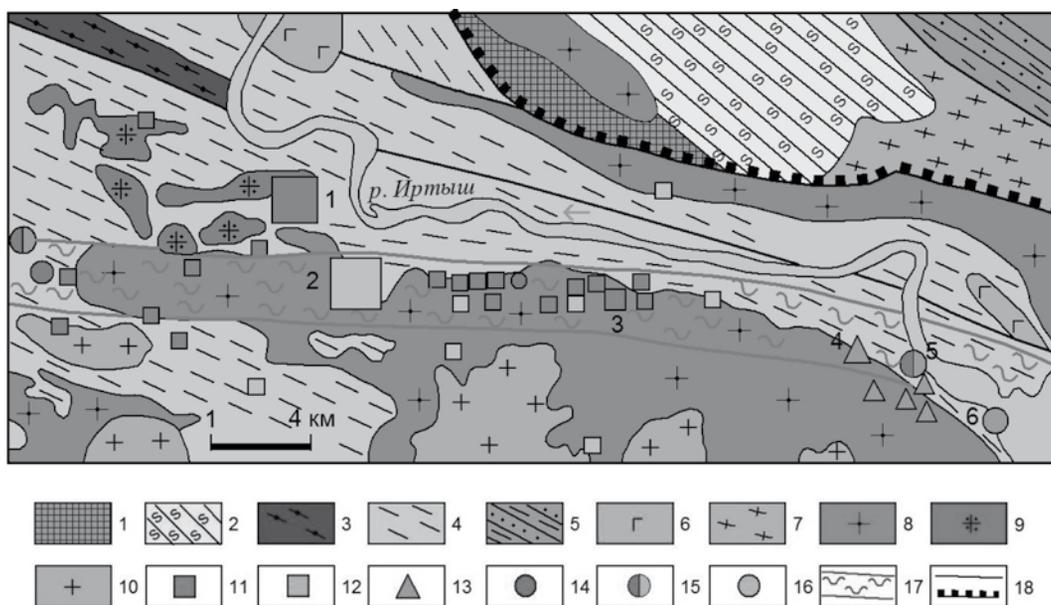


Рис. 2. Схема размещения Гремячинско-Киинской рудной зоны в Центральной Калбе (составлена Т.А. Ойцовой, Б.А. Дьячковым, О.Н. Кузьминой):

Геологические формации: 1 – сланцево-метаморфическая (PR?), 2 – известкисто-терригенная, зеленосланцевая (D2e – D2ef); 3 – углеродисто-известкисто-терригенная (D2gv); 4 – аргиллит-песчаниково-алевролитовая аспидная (D3); 5 – углеродисто-известняково-терригенная (C1t2-v1); 6 – габбро-плагиигранитовая (C1); 7 – мигматит-гнейсогранитовая (C1); 8–10 – гранитовая P1 (8–9 – гранодиорит-гранитовая и 10 – гранитовая подформации). Рудные формации: 11 – редкометалльная пегматитовая, 12 – блоковых микроклиновых пегматитов, 13 – грейзено-кварцевожильная вольфрамовая, 14 – кварцево-жильная оловянная, 15 – олово-вольфрамовая и 16 – вольфрамовая; 17 – границы рудной зоны; 18 – Иртышская сдвиговой зона. Месторождения: 1 – Бакенное, 2 – Огневское, 5 – Гремяче

(со сподуменом) минеральный комплекс. Главные рудные минералы – танталит, касситерит и сподумен, второстепенные – берилл, микролит, манганотанталит, лепидолит, и др. Впервые в рудах обнаружены микровключения танталоносного шеелита, колумбита, касситерита, бунзенита, галенита, тетраэдрита, сильвина, монтепонита, бисмита и самородного серебра. Подчеркивается обогащенность пегматитообразующих растворов фтористыми и галоидными соединениями (F, P, Cl), а также рудными элементами (Cu, Pb, Sb, Zr, Ag и др.).

Юбилейное месторождение расположено в Асубулакском рудном поле, контролируемом Плачгоринским глубинным разломом широтного направления. Пегматитовые объекты локализованы в его оперяющих пологих трещинных структурах (Юбилейное, Красный Кордон, Унгурсай, Кармен-Куус, Будо и др.). В пегматитах проявлен комплекс уникальных минералов (клевеландит, лепидолит, сподумен, петалит, амблиголит, поллуцит, цветные и полихромные турмалины, берилл, танталит-колумбит и др.). В рудах нами также обнаружены ураноносный микролит, оловоносный антимонит, галенит, цинкит и другие минералы. В танталитах определено тонкодисперсное золото, а в поздних кварцевых прожилках выявлено самородное золото (Au – 60,79, Ag – 1,52 вес. %). Для сподуменных пегматитовых жил Юбилейная и Красный Кордон определены $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -изотопный возраст (295–280 млн лет – мусковит, лепидолит) (см. рис. 1).

Месторождения *Белая Гора* и *Верхняя Баймурза* сформировались в восточном эндоконтакте Чебундинского гранитного массива. Подчеркивается их приуроченность к меридиональным трещинным структурам, оперяющим Белогорский широтный разлом. В пегматитах развиты процессы альбитизации с образованием кварц-микроклин-мусковитовых, альбитовых и сподуменных комплексов, типичных для пегматитов других регионов [3]. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -изотопный возраст сподуменных пегматитов Белогорского месторождения по мусковиту равен 290–286 млн лет, (см. рис. 1).

Заключение

1. На основе $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -изотопного датирования (295–280 млн лет) подтверждена «внутригранитная» позиция сподуменных пегматитов, прорывающих граниты первой фазы калбинского комплекса ($296\pm 1,3$; $292\pm 1,9$ млн лет, U-Pb, циркон) и, вероятнее всего, имеющих более древний возраст по отношению к гранитам второй фазы калбинского комплекса ($285\pm 3,4$, $285\pm 1,3$ млн лет, U-Pb, циркон).

2. Определена ведущая рудоконтролирующая роль широтных глубинных разломов в размещении пегматитоносных рудных полей Калба-Нарымского гранитоидного пояса. На основе электронной микроскопии получена новая информация распределения редких и сопутствующих элементов в пегматитах различных минеральных комплексов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты №№ 14-05-00712, 15-35-20815, 16-05-00128, 16-35-00209), а также АО «Национальное агентство по технологическому развитию», Республики Казахстан (контракт №403 от 23.12.2011).

Литература

1. Щерба Г.Н., Дьячков Б.А. Стучевский Н.И., Нахтигаль Г.П., Антоненко А.Н., Любецкий В.Н. Большой Алтай: (геология и металлогения). Кн 1. Геологическое строение. Алматы: Гылым, 1998. 304 с.
2. Дьячков Б. А. Генетические типы редкометалльных месторождений Калба-Нарымского пояса // Усть-Каменогорск: ВКГТУ, 2012. 129 с.
3. Загорский В.Е., Владимиров А.Г., Макагон В.М., Кузнецова Л.Г., Смирнов С.З., Дьячков Б.А., Анникова И.Ю., Шокальский С.П., Уваров А.Н., Гаврюшкина О.А. Крупные поля сподуменных пегматитов в обстановках рифтогенеза и постколлизийных сдвигово-раздвиговых деформаций континентальной литосферы // Геология и геофизика. 2014. № 2. С. 237–251.
4. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Ханчук А.И., Косарев А.М., Дьячков Б.А., Гаськов И.В., Куйбида М.Л., Хромых С.В., Анникова И.Ю., Котлер П.Д., Кузьмина О.Н., Ойцева Т.А. Средне-позднепалеозойский магматизм и оруденение Алтайской аккреционно-коллизийной системы как отражение плейт- и плюмтектоники // Геология и геофизика. 2016 (в печати).
5. Котлер П.Д., Хромых С.В., Владимиров А.Г., Навозов О.В., Травин А.В., Крук Н.Н., Мурзинцев Н.Г. Новые данные о возрасте и геодинамическая интерпретация гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) // Докл. РАН. 2015. Т. 462, № 5. С. 1–6.
6. Kotler P.D., Khromykh S.V., Vladimirov A.G., Navozov O.V., Khubanov V.B. Petrology and isotopic dating of Kalba-Narymgranite batholith (Eastern Kazakhstan) // International Conference “Large Igneous Provinces, Mantle

Plumes and Metallogeny in the Earths History/ Institute of Geochemistry, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences (IGC SB RAS) 1–8 September 2015. Irkutsk-Listvyanka, 2015. P. 72–73.

7. Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. и др. 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.

8. 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., М.Д. Буянтуев, Анциферова Т.Н., Караваева Г.С. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. 2016 (в печати).

9. Травин А.В. Термохронология раннепалеозойских коллизионных, субдукционно-коллизионных структур Центральной Азии // Геология и геофизика, 2016, т. 57, № 3, в печати.

О НЕТРАДИЦИОННОМ ТИПЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ
ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНАОйцева Т. А.¹, Кузьмина О. Н.¹, Дьячков Б. А.^{1,2}, Владимиров А. Г.^{3,4,5}, Анникова И. Ю.^{3,5}

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

²Алтайский геолого-экологический институт МОН РК, г. Усть-Каменогорск

³Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск

⁴Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

⁵Томский государственный университет, г. Томск

В настоящее время в Казахстане остро стоит проблема воссоздания собственной минерально-сырьевой базы редких металлов и, в первую очередь Ta, Nb, Be, Li, TR, которые широко используются в сфере высоких технологий. В прошлые годы государство систематически вкладывало деньги на поддержание редкометалльного производства, однако с приходом рыночных отношений данная отрасль не смогла выдержать конкуренцию и многие месторождения были законсервированы. Сейчас главная задача заключается в переоценке известных рудных полей, поиски новых месторождений, включая погребенные, скрытые объекты и нетрадиционного типа. Одним из перспективных направлений является оценка «внепегматитового» типа редкометалльного оруденения, связанного с альбитизированными и грейзенизированными гранитами.

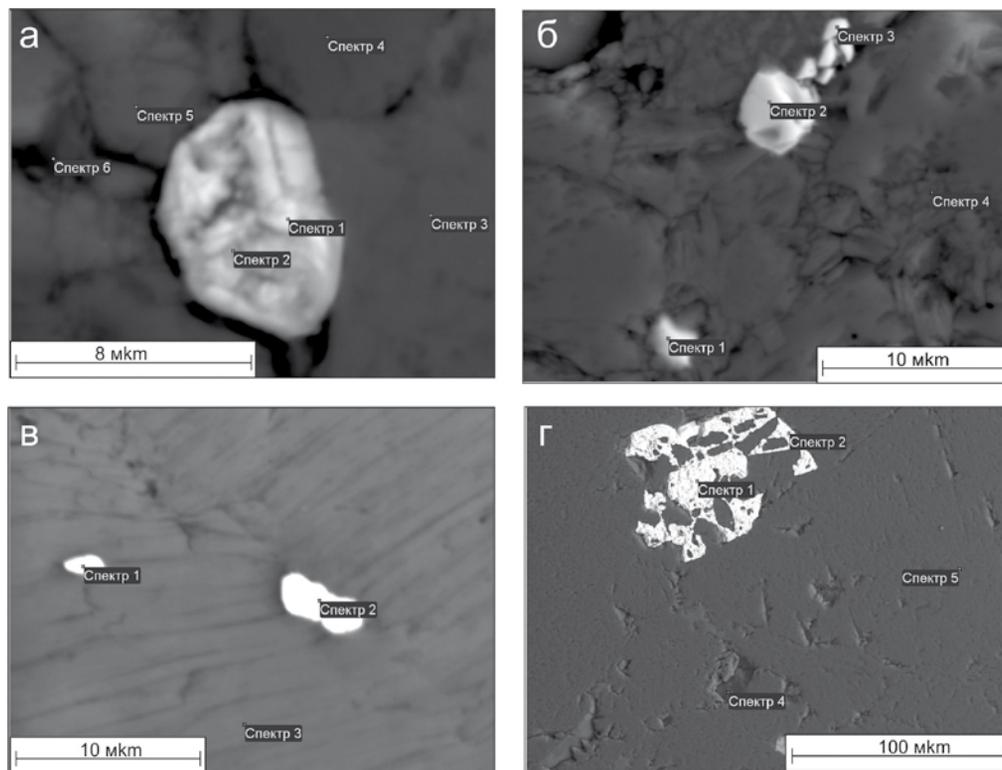
В Восточно-Казахстанском регионе к главным редкометалльным структурам относятся гранитоидные пояса постколлизийной активизации, различающиеся по геотектонической позиции, масштабности развития, вещественно-формационному составу и рудоносности [1]. Калба-Нарымский гранитоидный пояс – это главная редкометалльная структура, в которой сосредоточены многие месторождения и рудопроявления различных генетических типов. К ведущему геолого-промышленному типу относятся месторождения редкометалльных пегматитов (Ta, Nb, Be, Li, Cs, Sn), которые разрабатывались Белогорским ГОКом, но в настоящее время законсервированы (Бакенное, Белая Гора, Юбилейное и др.). Наряду с пегматитами, авторами проводилось изучение рудоносности гранитов (апогранитов), в которых интенсивно проявлены процессы раннещелочной альбитизации с последующей грейзенизацией и окварцеванием кислотной стадии. Перспективы связанных с ними редкометалльных объектов еще однозначно не раскрыты [2].

В Калба-Нарымской зоне редкометалльные метасоматиты генетически связаны с гранитами II фазы калбинского комплекса. По петрохимическим характеристикам эти граниты нормального ряда, калиево-натриевой серии, плюмазитовой агапитности ($Ka = 0,64-0,82$), низкой основности ($\Delta Z = -0,54$ kkal) и весьма высокоглиноземистые ($al' = 6,58$), ильменит-апатитовой аксессуарной специализации. По геохимическим особенностям они близки к литий-фтористым гранитам, по В. И. Коваленко (1977). Рудоносные растворы имели сульфатно-натриево-гидрокарбонатный и калий-гидрокарбонатный состав (с F, Cl, B, Ta, Li, Sn и др.).

Месторождение *Карасу* расположено в Нарыме, характеризуется альбитизированными и грейзенизированными гранитами, развитыми в апикальной части скрытого гранитного купола. Внешне это мелко-среднезернистые породы зеленовато-серого цвета с вкрапленностью касситерита, танталит-колумбита, пирохлора (?) и флюорита. Прогнозные ресурсы олова и тантала здесь значительные (А. Е. Степанов и др., 1977).

Апогранитное рудопроявление сформировалось в юго-западном эндоконтакте Дворянского гранитного массива, вблизи контакта с лейкогранитами Сибинского массива. Здесь прослеживается зона альбитит-грейзеновых метасоматитов (длиной 1400 м и шириной 100-200 м), содержащих прожилки альбитизированных пегматитов с рубеллитом. Эти породы геохимически специализированы на Be (25 кларков), Sn (8,9 кларков) и Li (5,9 кларка). По результатам масс-спектрометрии (ICP-MS) в альбититах распространены Fe (до 11 800 г/т), Mn (до 363,5 г/т), Cr (до 155,8 г/т). Редкие элементы представлены Sn (до 25,8 г/т), Mo (до 35,0 г/т), меньшее значение имеют Ta (2,5 г/т) и Be (8,7 г/т), повышены также содержания редкощелочных элементов: Li (до 379,5 г/т) и Rb (до 291,4 г/т) и установлены весовые содержания U, Y, Ge.

На растровом электронном изображении в кварц-мусковит-альбитовой матрице определены микровключения циркона (с примесью Nb, Ta, U) и ильменита (с примесью Nb, Ta), см. рисунок, а, б. Среди редких металлов обнаружены микровключения колумбита призматической и неправильной формы (см. рисунок, в) и касситерита в виде комковидных зерен размеров до 10 мкм и ажурных скоплений (см. рисунок, г), содержащего примесь In (4,81 мас. %).



Типоморфные минералы в альбитизированных и грейзенизированных гранитах Апогранитного участка:
 а – циркон комковидной формы, б – микровключения ильменита, в – микрозерна колумбита во фторсодержащем мусковите, г – скопления касситерита ажурной формы. Растровые изображения были выполнены в лаборатории «ИРГЕТАС», на сканирующем электронном микроскопе JSM-6390LV. Исполнитель: Русакова А. В.

Редкоземельная группа представлена монацитом (примеси Ag до 4,69 мас.%), ксенотимом (примесь U – 5,43 мас.%), таленитом ($Y_2Si_2O_7$) и торитом. В отдельных зернах монацита зафиксированы Ag (8,00 мас.%) и Pt (11,09 мас.%). Кроме того, отмечаются микровключения уранинита (U – 34,85 мас.%) и иридиеносного минерала (Ir – 31,52 мас. %). В целом в альбититах Апогранитного участка проявлена цирконий-ниобий-редкоземельная минерализация, отмечается вкрапленность касситерита и повышены значения других элементов (Ta, Li, Rb, Ag, Ir, Pt, U). Эти данные указывают на определенное его сходство с месторождениями Верхнее Эспе в Жарма-Сауре [3] и Алаха в Горном Алтае [4], что повышает перспективность рассматриваемого объекта.

Ново-Ахмировский участок расположен на границе Калба-Нарымской и Иртышской тектонической зон, объединяет штоковидное тело топазовых и цинвальдит-лепидолитовых гранитов, дайки онгонитов. По данным предыдущих исследователей (В.И. Маслов, Б.М. Луцкий, А.Н. Егоров и др., 1994 г.) эти граниты без видимого изменения вещественного состава прослежены до глубины 300–374 м. По результатам геохимического опробования альбитизированные граниты обогащены Li, Rb, Sn, Ta, с глубиной до 300 м содержание редких элементов увеличивается: Li_2O (до 0,16 %), Sn (до 0,1 %), Ta_2O_5 (до 0,094 %). По данным нашего опробования и результатов анализов ICP-MS подтверждается редкометалльная специализация этих гранитов на Li-Rb и сопутствующие металлы – Ta, Nb, Sn. По В.И. Маслову и др., прогнозные ресурсы Li_2O , Rb_2O , Sn, Ta_2O_5 на Ахмировском участке близки к промышленным. Этот объект является перспективным на выявление литий-олово-танталового месторождения и заслуживает дополнительного изучения.

Рудопоявление *Карузек* является примером наложения кварц-касситеритовых прожилков и даек топазов альбититов на габброиды прииртышского комплекса (C_1). Рудоносными являются брекчированные кварц-касситеритовые прожилки, штокверковые тела и кварц-флюорит-альбитовые метасоматиты, содержащие по масс-спектрометрии аномальные значения (г/т): Li (1451), Rb (1275), Be (606), Nb (40,35), Sn (до 504). Онгонитоподобные дайки характеризуются натриевой спецификой щелочей и повышенными содержаниями (г/т): Ta (20,39), Nb (69,63), Sn (27,89), W (414,4) и Mo (32,22). Рассмотренные оловоносные штокверки, кварцевые жилы и дайковые образования по вещественному составу чужды габброидам, по-видимому, генетиче-

ски связаны с глубинным магматическим очагом гранитного состава и являются индикаторами скрытого рудометаллического оруденения.

Изложенные материалы показывают, что в Восточном Казахстане известны редкометалльные месторождения и рудопроявления в альбитизированных и грейзенизированных гранитах, без видимой связи с процессами пегматитового рудообразования. Это новый нетрадиционный тип литий-олово-танталового оруденения, заслуживающий специального изучения и практической оценки.

Исследования выполнены при финансовой поддержке ГУ «Комитета науки» МОН РК по договору № 508 от 07.03.2014, а также Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 16-05-00128).

Литература

1. Дьячков Б. А., Титов Д. В., Сапаргалиев Е. М. Рудные пояса Большого Алтая и оценка их перспектив // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51, №3. С. 222–238.
2. Пушко Е. П., Навозов О. В., Маслов В. И. Металлогенические аспекты формирования редкометалльных пегматитов и редкометалльных гранитов в Калба-Нарымском рудном поясе / Корреляция алтаид и уралид (магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология и металлогеническое прогнозирование). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. С. 65–66.
3. Редкие металлы и редкие земли Казахстана. – Алматы, 2011. 277 с.
4. Анникова И. Ю., Владимиров А. Г., Смирнов С. З., Гаврюшкина О. А. Геология, минералогия и физико-химические условия формирования сподуменовых гранит-порфиров Алахинского месторождения (Горный Алтай) // Флюидный режим эндогенных процессов континентальной литосферы. Иркутск: Ин-т земной коры СО РАН, 2015. С. 27–28.

ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ И ПЕТРОЛОГИЯ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ РАЙОНА г. УНДУРХАН (ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ)

Оролмаа Д., Турболд С., Одгэрэл Д.

*Институт палеонтологии и геологии 170
Монголии, Улан-Баатар
igmr-mn@yahoo.com*

В Восточной Монголии нижнепалеозойские гранитоиды пользуются значительно ограниченным распространением и они традиционно выделялись под названием Керуленского комплекса средне-верхней кембрии. Проведенные нами изотопно-геохронологические (U-Pb) и геохимические исследования гранитоидов, развитых в районе гор Ундурхан, считавшийся опорным для названного комплекса показывают об их сложности по времени и условиям формирования. Так, в данном районе впервые установлены нескольких рубежа гранитоидного магматизма: существенно гранитные ассоциации, развитие в окраинной зоне Эрэндабанского блока Керуленского древнего массива (неопротерозойские – 557 млн лет?, среднекембрийские - 518 млн лет, ордовикские – 460–451 млн лет, нижнесилурийские – 438 млн лет, и нижнедевонские - 409 млн лет); гранитоиды, локализованные в Ундурханском ОД террейне – нижнекембрийская (524–520 млн лет) габбро-диорит-гранодиоритовая ассоциация и нижнесилурийские (442) гранитные массивы.

Неопротерозойские и нижнепалеозойские граниты (кроме нижнедевонских), развитые по краям древнего блока, в целом представлены одинаковыми калишпатовыми субщелочными разновидностями известково-щелочного ряда, отличающиеся между собой лишь по геохимии главных рассеянных элементов: так, они, хотя одинаковым образом обогащены *Rb, K, Pb, Th, U*, то неопротерозойские граниты, имея заметную положительную Eu-аномалию, резко истощены HFS элементами (*Ta, Nb, Hf, Zr, Ti*), *HREE* и обогащены *Ba, Sr*, в то время как нижнепалеозойские граниты характеризуется глубоким отрицательным Eu-минимумом и несколько деплетированы *Ta, Nb, Ti, Ba, Sr*, обогащены *Hf, Zr, HREE*. Нижнедевонские граниты представлены эгирин-арфведсонитовым щелочными разновидностями и по спектрам распределения элементов хотя довольно близки с нижнепалеозойскими гранитами, отличаются от них более глубокой истощенностью *Ba, Sr, Eu* и обогащенностью *Hf, Zr, HREE*.

Особенности петро-геохимического состава гранитоидов рассматриваемого района четко согласуются с характером геодинамического развития региона. Так, гранитные ассоциации, локализованные в области древнего блока, в целом (начиная с позднего протерозоя до конца нижнего палеозоя) являются породами, связанными с магматической активизацией в режиме АКО над субдукционной зоной. Гранитный магматизм, вероятно, сформировался при плавлении кремнекислых пород древнего блока, под влиянием глубинного тепла и флюидов, поступивших по субдукционным зонам, расположенным с юга блока. Магматизм сначала имел палингенный характер, а в конце развития, т. е. в раннем девоне сменился рифтогенным.

Нижнекембрийская габбро-диорит-гранодиоритовая ассоциация, развитая в Ундурханском ОД террейне по характеру геохимического состава сопоставима с базальтами океанической коры, т. е. является производным базальтовых магм, сформированных при плавлении океанической коры, служившей фундаментом данной дуги. Нижнесилурийские массивы, расположенные в пределах этого террейна представлены коллизионными известково-щелочными гранитами.

ХАРАКТЕР СООТНОШЕНИЙ ПАЛЕОЗОИД ВОСТОКА УРАЛА, ТЯНЬ-ШАНЯ И ЗАПАДА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Парагульгов Х. Х., Парагульгов Т. Х., Фазылов Е. М., Приходько Д. Е., Мусина Э. С.

*Институт геологических наук им. К.И.Сатпаева, г. Алматы, Республика Казахстан
fazylov_53@mail.ru*

Особенности сочленения палеозойских структур Урала, Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана издавна привлекают внимание исследователей. Большой практический интерес эти вопросы начинают приобретать в последние годы. Вызвано это открытием крупных месторождений нефти и газа и других полезных ископаемых в пределах указанных структур и необходимостью прогнозирования подобных месторождений на их продолжении. Однако среди геологов все еще нет единого мнения как по структурно-тектоническим особенностям, так и стратификации осадочного заполнения данных регионов. Объясняется это прежде всего недостаточной изученностью глубинного строения осадочных бассейнов (ОБ), разделяющих структуры Урала, Тянь-Шаня и Центрального Казахстана. В качестве таковых выступают Аральский, Сырдарьинский, Северо-Торгайский и Южно-Торгайские бассейны, выполненные мощным комплексом мезозойско – кайнозойских и верхнепалеозойских отложений.

Существует несколько точек зрения на сочленения палеозойских структур Урала, Тянь-Шаня:

– герцинские сооружения Урала простираются на юг вдоль западной части Аральского моря до гор Султануиздаг и далее на восток, на соединение с системой южных хребтов Тянь-Шаня. Закрытая территория между Уралом, Центральным Казахстаном и Тянь-Шанем рассматривается в качестве крупного бассейна с глубоким залеганием герцинского фундамента [1];

– герцинские структуры Уральской системы на юге получают юго-западный разворот и далее на запад соединяются со структурами Донецкого бассейна. Западные же отроги Тянь-Шаня в большинстве своем затухают и лишь южные его части протягиваются через Султануиздаг на северо-запад, доходя под покровом мезо-кайнозойских отложений Устюрта до Каспийского моря и примыкая здесь к Урало-Донецкой дуге [2];

– палеозойские структуры Урала протягиваются под мезо-кайнозойскими отложениями на юг до середины Аральского моря и здесь в погребенном краевом прогибе, выполненном верхнедевонскими, каменноугольными и нижнепермскими отложениями, затухают. Южные виргации Тянь-Шаня через Центральные Кызылкумы и Султануиздаг протягиваются на северо-запад до побережья Каспийского моря и соединяются здесь с зоной субширотных герцинских складчатых сооружений, между Эмбенским солянокупольным районом и горным Мангышлаком. [3].

Имеется много публикаций, посвященных рассмотрению вопросов тектоники Урала, Казахстана и Средней Азии. Однако только Р.Г. Гарецкий и В.И. Шрайбман провели их специальное изучение [4]. Итогом которых явилось развитие идей А.Л. Яншина и вывод о том, что палеозойские складки Урала почти под прямым углом подходят к субширотным дислокациям Тянь-Шаня. Однако в отличие от него они протянули меридиональные структуры Урала далеко на юг, до южного побережья Аральского моря и Султануиздага-Бельгау. Границу между Уральской и Тянь-Шанской складчатыми системами ими проводится немного севернее Султануиздага, далее на север в район северо-западного угла Аральского моря и оттуда вдоль северного чинка Устюрта на запад. Таким образом, между тяньшанидами и уралидами предполагается торцовое сочленение.

В связи с необходимостью решения важнейших вопросов поисково-разведочных работ большое внимание характеру соотношения палеозойских структур Урала и Тянь-Шаня уделяется геологами Узбекистана [5,7]. Ими на основании сопоставления разрезов структурно-фациальных зон Южного Тянь-Шаня и структурных зон Восточного Урала и обширного геолого-геофизического материала устанавливается тесная связь между структурными зонами Западного Тянь-Шаня и Восточного Урала.

Приведенные взгляды различных исследователей показывают дискуссионность рассматриваемых вопросов, которые, очевидно, могут быть решены только данными бурения скважин и материалами комплекса геофизических исследований по закрытым площадям, разделяющим складчатые сооружения Урала, Тянь-Шаня и запада Центрального Казахстана. В последние годы на территории Южного Казахстана и южной части Торгая был проведен обширный комплекс геофизических исследований с бурением структурных и глубоких нефтегазоносных скважин. Последними под мощным чехлом мезозоя-кайнозоя вскрыты как палеозойские отложения, так и протерозойские образования фундамента.

Эти материалы позволили провести сопоставление разрезов верхнепалеозойских отложений структурных зон Южного Урала, западных виргаций Тянь-Шаня и запада Центрального Казахстана и убедительно сви-

детельствуют об аналогичном строении разрезов верхнего палеозоя Иргизской зоны и западных виргаций Южного Тянь-Шаня и одновременности проявления в этих районах основных фаз герцинского тектогенеза.

К настоящему времени к юго-западу от хребта Большой Каратау в Сырдарьинском бассейне пробурено 12 глубоких поисковых и параметрических скважин на нефть и газ, вскрывших в основном верхнепалеозойские карбонатные отложения. Данные геофизики и глубокого бурения свидетельствуют о том, что аналогичные образования занимают юго-западную окраину Южно-Торгайского и большую часть Сырдарьинского бассейнов. Они простираются от Нижнесырдарьинского свода на севере до Чардаринского прогиба на юге. Подобный комплекс отложений широко развит в сопредельных горных сооружениях Большого и Малого Каратау, Чаткальского и Кураминского хребтов.

Анализ приведенных материалов показывает на хорошую сопоставимость разрезов верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений Чаткало-Кураминских гор, Большого Каратау и пород, Сырдарьинского ОБ, вскрытых скважинами под мезозойско-кайнозойскими отложениями.

Таким образом, рассматриваемый район также, видимо, можно отнести к области развития раннегерцинских структур и считать его продолжением на северо-запад, под чехлом мезозоя-кайнозоя структурно-фациальной зоны, объединяющей Чаткало-Кураминскую систему, Большой Каратау и примыкающую к нему с юго-запада Сырдарьинского ОБ территорию.

Восточная граница этой зоны достаточно отчетливая. На юго-востоке, в районе Чаткало-Кураминской системы, ей отвечает «Главная структурная линия Тянь-Шаня», далее на северо-запад она прослеживается по Главному Каратаускому разлому и на севере хорошо выражена крупным глубинным Западно-Улутауским разломом, прослеживаемым по обнажениям и геофизическим данным. Необходимо отметить, что намеченная линия многими исследователями принимается за западную границу каледонид Центрального Казахстана.

Западная граница раннегерцинской складчатой области менее яркая и трассируется исключительно по данным геофизических исследований, в первую очередь по резким градиентам гравитационного и магнитного полей. На севере она проходит вблизи восточного склона Урала, где ей отвечает Восточно-Уральский региональный шов. Далее на юг она трассируется по западному краю Нижнесырдарьинского свода, а затем через Восточные Кызылкумы по западному краю Приташкентских Чулей, сочленяясь на крайнем юго-востоке с Северо-Ферганским глубинным разломом.

Анализ изложенного выше позволяет сформулировать следующие выводы:

1. Палеозойские структуры Восточного Урала не затухают на юг, а сочленяются с западными виргациями Тянь-Шаня, входя вместе с ними в единую Мугоджаро-Алайскую структурно-фациальную зону, выделенную В.Г. Гарьковцом [7]. Эта зона входит в состав позднепалеозойской складчатой области.

2. Непосредственно к востоку от Мугоджаро-Алайской зоны расположена раннегерцинская зона, охватывающая Чаткало-Кураминскую систему, Большой Каратау, закрытые мезо-кайнозойскими отложениями территории Сырдарьинского бассейна и Южного Торгая.

3. Если первая из указанных зон характеризуется набором осадочных и магматических формаций верхнего палеозоя, то вторая - почти полным отсутствием магматизма в верхнем палеозое.

4. Восточная граница раннегерцинской области, которой отвечают «Главная структурная линия Тянь-Шаня» и находящиеся на ее продолжении Главный Каратауский и Западно-Улутауский разломы, является в то же время границей раздела верхнего палеозоя Урало-Тяньшанского пояса и каледонид западной окраины Центрального Казахстана.

Литература

1. Архангельский А.Д., Шатский Н.Е. Схема тектоники СССР // Академик А.Д. Архангельский. Избранные труды. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1954. 401 с.
2. Архангельский А.Д. Геологическое строение и геологическая история СССР // Там же.
3. Яншин А.А. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака. М.: Изд-во АН СССР. Сер. геол., 1948. 324 с.
4. Гарецкий Р.Г., Шрайбман В.И. Глубина залегания и строение складчатого фундамента северной части Туранской плиты // Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 44, 1960. 187 с.
5. Абдуллаев Х.М., Аделунг А.С., Воронин В.А. и др. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Изд. АН Уз.ССР, Ташкент, 1958 г. 250 с.
6. Бухарин А.К., Пяновская И.А., Пятков К.К. Положение Кызылкумов в системе палеозойских структур Тянь-Шаня и Урала // Сб. науч. трудов к (XXII сессии МГК)», вып. 4. Ташкент, 1964. С. 96–105.
7. Гарьковец В.Г. О структурной и металлогенической связи Тянь-Шаня с Уралом // Там же. С. 124–132.

**РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
ТАГИЛЬСКОЙ ПАЛЕООСТРОВОДУЖНОЙ СТРУКТУРЫ (УРАЛ)
И ПРОБЛЕМЫ КОРРЕЛЯЦИИ ИНТРУЗИВНЫХ
И ЭФФУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ**

Петров Г. А.^{1,2}, Ронкин Ю. Л.², Петрова Т. А.¹

¹ОАО Уральская геолого-съёмочная экспедиция, г. Екатеринбург
Georg_Petrov@mail.ru

²Институт геологии и геохимии УрО РАН им. А.Н. Заварицкого, г. Екатеринбург

Характеристике интрузивных и вулканогенных комплексов Тагильской палеостроводужной структуры – одной из крупнейших на Урале посвящено большое количество публикаций, но несмотря на это, проблема возрастных соотношений комагматических интрузивных и вулканических комплексов остается недостаточно изученной. Авторами приводятся новые данные о составе и возрасте (полученном методами изотопной геологии) этих образований, что позволило сделать некоторые выводы об их эволюции.

Наиболее древние стратифицируемые образования Тагильской структуры представлены метаморфизованными базальтами и углеродистыми сланцами **пальникшорской** (или **выйской** на Среднем Урале) свиты O_3 . Выше (и, возможно, частично с латеральным замещением) залегают вулканиты базальтриолитовой формации (**шемурской** свиты), формирующие две пачки базальтов, перекрываемых риолитами: нижнюю позднеордовикскую и верхнюю раннелландоверийскую. Вулканогенные и осадочные породы **павдинской** свиты, с несогласием перекрывающие шемурские вулканиты, принадлежат непрерывно дифференцированной базальт-андезит-дацитовой формации среднелландоверийско-ранневенлокского возраста. В состав залегающей выше поздневенлокско-раннепржидольской **именновской** свиты входят лавовые и субвулканические вулканиты базальт-андезитовой формации, туфы, тефроиды, а также разнообразие вулканокластические терригенные породы, известняки, кремни. Некоторые исследователи выделяют верхнюю (позднелудловско-раннепржидольскую) часть именновской свиты в самостоятельную гороблагодатскую толщу, залегающую с несогласием на различных более древних стратонах. Вулканиты **гороблагодатской** толщи характеризуются умеренно-щелочным составом. Позднеордовикско-раннедевонский разрез Тагильской структуры завершается вулканитами трахибазальт-трахитовой формации S_2-D_1 (**туринской** свиты). На раннепалеозойских образованиях с несогласием залегают раннедевонские (пражско-эмские) осадочные и вулканогенные серии вновь образованной девонской островной дуги, сформировавшиеся после перескока зоны субдукции [1].

Интрузивные комплексы входят в состав полиформационных дунит-клинопироксенит-габбро-гранитоидных плутонов Платиноносного пояса Урала или образуют отдельные массивы. Наиболее ранние образования – это **дунит-клинопироксенит-тылаит-габбровая** серия Платиноносного пояса Урала и **габбро офиолитового типа**, слагающие скрины и остаточные массивы в комплексе параллельных долеритовых даек. В последнее время стали появляться данные о неопротерозойском возрасте пород указанных комплексов (например [2]), но в то же время для части массивов, включающих тылаиты и оливиновые габбро, получены достаточно надежные раннепалеозойские датировки [3; и др.]. По-видимому, в пределах Тагильской структуры пространственно совмещены разновозрастные (докембрийские и раннепалеозойские) ультрамафит-мафитовые комплексы, выработка критериев, различия которых является насущной задачей. Силурийский (венлокско-лудловский) возраст более молодого габброноритового **тагило-кытлымского** комплекса хорошо обоснован различными изотопно-геохронологическими методами. Кроме габброидов в составе исследуемой структуры широко распространены также породы среднего и кислого нормально- и умеренно-щелочного состава. Это массивы арбатского диорит-плагиогранитового, петропавловского диорит-гранодиоритового, покровского монцодиорит-граносиенитового, северорудничного диорит (монцодиорит) – гранитового и кушвинского монцогаббро-сиенитового комплексов.

Арбатский диорит-плагиогранитовый комплекс слагает штоки и дайки среди комплекса долеритовых даек и шемурской свиты. Это натровые умеренно-глиноземистые низкожелезистые, умеренно-кальциевые породы, с низким содержанием литофильных элементов, по химическому составу близкие к М-гранитам. Результаты изотопно-геохронологических исследований (U-Pb La-ICP-MS определения по цирконам из плагиогранитов из района р. Вижай) достаточно определенно указывают на позднеордовикский (454 ± 2 млн лет) возраст пород. В составе **петропавловского** диорит-гранодиоритового комплекса преобладают квар-

цевые диориты и тоналиты, широко распространенные восточнее габброидов Платиноносного пояса Урала. Интрузивные образования петропавловского комплекса образуют непрерывный ряд пород от среднего до кислого составов. Это высоко- и умеренноглинозёмистые, высококальциевые (CaO 4–9 %) породы известково-щелочной калий-натриевой серии. На дискриминационных диаграммах фигуративные точки их составов попадают в поля островодужных гранитоидов. U-Pb La-ICP-MS датирование цирконов из кварцевых диоритов и тоналитов Маньинского массива дало цифры $436 \pm 3,0$ и $439,4 \pm 1,3$ млн лет (лландовери). **Покровский** монцодиорит-граносиенитовый комплекс распространен только в пределах одноименного (Покровского или Высотинского) массива западнее г. Североуральска. Массив сложен биотит-амфибол-двупироксеновыми монцодиоритами и амфиболовыми граносиенитами, по составам соответствующими островодужным трахиандезитам и трахидацитами. Возраст этих образований, определенный изохронными Rb-Sr и Sm-Nd методами по монофракциям породообразующих минералов и валовым составам пород, составил 438–440 млн лет [4], что также соответствует лландоверискому отделу силура. С интрузиями покровского комплекса связаны мелкие скарново-магнетитовые месторождения. **Северорудничный** диорит (монцодиорит) – гранитовый комплекс так же, как и петропавловский, слагает многочисленные массивы в западной части Тагильской структуры. Диориты, монцодиориты, кварцевые диориты и монцодиориты, гранодиориты и граниты – умеренно-глинозёмистые, умеренно-щелочные, умеренно- и высококальциевые породы известково-щелочного ряда, возраст которых, определенный U-Pb LA-ICP-MS методом по цирконам и сфенам, составляет 423–422 млн лет (ранний пржедолий). С телами северорудничного комплекса связаны мелкие скарново-магнетитовые и медно-магнетитовые месторождения. Интрузии **кушвинского** монцогаббро-сиенитового комплекса распространены, главным образом, на Среднем Урале, в районе городов Кушва и Нижний Тагил, где с ними связаны крупные скарново-магнетитовые месторождения. Возраст цирконов из сиенитов Гороблагодатского массива, определенный методом Кобера, составляет 426 ± 4 млн лет [5], что с учетом доверительного интервала соответствует периоду времени от позднего венлока до пржедолия включительно.

Анализируя возрастные отношения вулканогенных и интрузивных комплексов, можно отметить следующее:

1. По-видимому, дунит-клинопироксенит-габбровая серия Платиноносного пояса Урала не имеет эффузивных аналогов, что отмечалось и раньше (например, [6]). Габбронориты тагило-кытлымского комплекса по составу и возрасту соответствуют базальтам именованной свиты, на что также ранее обращалось внимание [7].

2. Каждой из вулканических формаций соответствует комагматичный ей интрузивный комплекс, однако соотношение пород кислого и основного состава в них часто различается.

3. Дифференцированные интрузивные комплексы, содержащие гранитоиды или сиениты, часто кристаллизуются уже на ранних этапах формирования комагматичных им вулканических формаций. Например, плагиограниты арбатского комплекса имеют позднеордовикский возраст, что соответствует нижней части базальт-риолитовой шемурской свиты O_3-S_1 ; лландовериские покровский и петропавловский комплексы также образовались одновременно с базальтными горизонтами павдинской свиты среднего лландовери – раннего венлока; сиениты кушвинского комплекса возможно, начали кристаллизоваться даже несколько раньше, чем начались массовые излияния комагматичных умеренно-щелочных вулканитов туринской свиты S_2-D_1 . Подобные возрастные соотношения близких по составу интрузивных и вулканических образований, вероятно можно объяснить импульсным поступлением магм из области магмогенерации и промежуточных очагов. При этом, очевидно происходит кристаллизация первоначально образованных магматических очагов в верхней коре, а позднее, следующий импульс магмогенерации и тектонических движений, приводит к образованию новых каналов, обеспечивающих поступление расплавов на дневную поверхность.

Литература

1. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Даурия, 2000. 146 с.
2. Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гердес А., Маслов А.В. Новые данные о составе и возрасте комплексов допалеозойского основания Тагильской палеоостроводужной системы на Северном Урале // Докл. РАН. 2014. Т. 459, № 5. С. 589–594.
3. Аникина Е.В., Краснобаев А.А., Ронкин Ю.Л., Алексеев А.В., Бушарина С.В., Капитонов И.Н., Лохов К.И. Изотопная геохимия и геохронология габброидов Волковского массива на Урале // Геохимия. 2014. № 2. С. 1–25.

4. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000, издание второе. Серия Среднеуральская. Лист Р-40-XXXVI (Североуральск). Объяснительная записка / Г.А. Петров, Г.А. Ильясова, Н.И. Тристан, С.Ю. Останин, В.И. Маегов, Ю.Н. Кошевой, Н.М. Николаев, Е.Н. Михалева, Г.В. Петров, Н.С. Глазырина, Б.Н. Герасименко, М.К. Ястребов, В.И. Генералов. Екатеринбург: ОАО УГСЭ, 2006. 257 с.
5. The evolution of the Tagil Volcanic-Arc Complex in the Middle Urals and Related Ore Deposits / M. Friberg, G.A. Petrov, M. Beckholmen, A. Larionov, A.N. Glushkov, I.I. Zenkov. EUG-10: Abstracts. Cambridge Publications, 1999. Vol. 4, N 1 P. 501–502.
6. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
7. Иванов К.С., Шмелев В.Р. Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Докл. РАН. 1996. Т. 347, № 5. С. 649–652.

ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Поцелуев А.А., Коробейников А.Ф., Рихванов Л.П., Ананьев Ю.С.

*Томский политехнический университет, г. Томск
poceluevaa@tpu.ru*

Урало-Монгольский орогенный пояс включает большое количество разнородных блоков и складчатых сооружений, формировавшихся длительное время в течение нескольких эпох тектогенеза. Для центральной части пояса, включающей Алтае-Саянскую (АССО) и Северо-Казахстанскую (СКСО) складчатые области наибольшее значение имели каледонская и герцинская эпохи. Длительная история развития этих областей, многообразие геолого-структурных обстановок предопределили формирование разновозрастных полигенных месторождений урана и редких металлов. При многообразии возможных источников рудообразующих флюидов отмечается наследование основных глубинных рудоконтролирующих структур, что, во многом, обусловило комплексный характер минерализации рудных районов и узлов.

В составе рудных зон этих месторождений встречаются участки с высоким содержанием благородных металлов [1, 2]. Примерами таких объектов являются: в АССО месторождения Кедровое, Оленье, Усть-Уюкское и Калгутинское; в СКСО месторождения Акканбурлук, Викторовское, Косачиное, Чаглинское, Шат-I, Маныбайское, Сырымбет и Донецкое.

Появление высоких концентраций элементов определяется тремя главными факторами: – совмещение разноформационного и полихронного оруденения в пределах одних рудоконтролирующих структур; – унаследование высокой золотоносности исходных рудовмещающих пород; – металлоносность рудообразующих флюидов глубинного (мантийного) происхождения [1].

Урановая минерализация, как правило, является более молодой по отношению к золоторудной. Это установлено как на урановых месторождениях (Акканбурлук и Викторовское), так и на золоторудном месторождении Васильковское. Наряду с фактами более позднего характера уранового оруденения по отношению к золотому, на Маныбайском урановорудном месторождении установлена поздняя комплексная золото-уран-мышьяковая минерализация в карбонатных жилах. В некоторых рудных районах формирование золотых и урановых руд происходило многоэтапно с перекрытием возрастов и продолжалось от 70 до 490 млн лет.

Высокое содержание благородных металлов в рудах урановых и редкометалльных месторождений, обусловленное их аномальным содержанием в рудовмещающих породах, выявлено и в СКСО, и в АССО. Как правило, это черносланцевые толщи, имеющие выраженную благородно-редкометалльно-халькофильную специализацию (кординская свита Кедровско-Вороговского района и шарыкская свита СКСО). Следует подчеркнуть, что и, напротив, в месторождениях золота в черносланцевых толщах отмечается урановая минерализация [3].

На ряде месторождений (урановые – Маныбайское, Онкажинское, Усть-Уюкское, редкометалльное Калгутинское) установлено формирование оруденения из глубинных комплексных с благородными металлами флюидов. В этом случае формируется единая минеральная ассоциация основных рудообразующих и благороднометалльных минералов.

В составе руд отмечается присутствие разнообразных самородных минералов (золота, серебра, висмута, мышьяка, свинца, углерода), органических веществ и аномальные концентрации значительного количества элементов, характеризующихся различными геохимическими свойствами – As, Zn, Cu, Hg, Be, Co, Ni, Bi, Pb, Mo, Sb, Ag, Se, TR, Zr, Ti. Органические вещества представлены в основном антраколлитом, керитом, графитом и аморфным углеродом. Они встречаются, как правило, на глубоких горизонтах месторождений. Рудообразующие флюиды имеют слабодифференцированный характер, присутствуют металлы, определяющие промышленную ценность и геохимические особенности оруденения. В их составе отмечается высокое содержание разнообразных газовых компонентов, в том числе водорода и различных углеводородов. Концентрация последних увеличивается с глубиной [1].

Особенностью этих месторождений является молодой позднепалеозой-раннемезозойский возраст оруденения, значительно оторванный от времени формирования основных золоторудных и урановорудных месторождений.

Структуры золотосодержащих месторождений и рудных полей характеризуются наличием дугообразных и кольцевых зон разломов, трещиноватости и брекчирования пород. Их совокупность образует радиально-

концентрические структуры очагового типа. На современной поверхности они хорошо проявляются в материалах мультиспектральных космосъемок различной обзорности и пространственного разрешения [4]. Нередко устанавливается связь КС с аномалиями и структурой геофизических и геохимических полей, характеризующих как взаимоотношения различных геологических образований обнажаемых на поверхности, так и глубинную структуру, и неоднородность земной коры и верхней мантии.

Формирование комплексных с благородными металлами месторождений является закономерным результатом развития глубинно-мантийных магмо-термодинамических и внутрикоровых гранитоидно-гидротермально-метасоматических рудообразующих систем [5]. Общим для них является глубинное мантийное заложение, множественность источников рудного вещества и флюидов, длительное многоактное развитие процессов при активном взаимодействии мантийного и корового вещества.

Выполненные на ряде месторождений детальные исследования показывают, что ресурсы благородных металлов весьма значительны и имеются принципиальные технологические возможности их извлечения.

Литература

1. Поцелуев А.А. Благороднометалльное оруденение в гидротермальных урановых и редкометалльных месторождениях Центральной Азии. Томск: STT, 2014. 292 с.
2. Поцелуев А.А., Рихванов Л.П., Владимиров А.Г. и др. Калгутинское редкометалльное месторождение (Горный Алтай): магматизм и рудогенез. Томск: STT, 2008. 226 с.
3. Ананьев Ю.С., Бабкин Д.И., Поцелуев А.А. О первой находке настурана на золоторудном месторождении Бакырчик // Минералогия, геохимия и полезные ископаемые Азии. Томск: Томский ЦНТИ – филиал ФГБУ «РАЭ» Минэнерго России. 2012. Вып. 2. С. 86–89.
4. Поцелуев А.А., Ананьев Ю.С., Житков В.Г. Дистанционные методы геологических исследований, прогнозирования и поисков месторождений полезных ископаемых: учебное пособие. Томск: Изд-во Томского политехн. ун-та, 2014. 304 с.
5. Коробейников А.Ф., Ананьев Ю.С., Гусев А.И. Мантийно-коровые рудообразующие системы, концентрирующие благородные металлы. Томск: Изд-во Томского политехн.о ун-та, 2012. 262 с.

МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ-ИНДИКАТОРЫ МЯГКОЙ КОЛЛИЗИИ В ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА

Рахимов И. Р., Салихов Д. Н.

*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
rigel92@mail.ru*

Термин «мягкая коллизия» был предложен В.Н. Пучковым для обозначения процесса столкновения островной дуги с континентальной окраиной [1]. Так была охарактеризована существовавшая в конце девона геодинамическая ситуация на Южном Урале в пределах современной Магнитогорской мегазоны. Столкновение сопровождалось надвиганием западной части островодужного террейна на восточную опущенную окраину Восточно-Европейского континента [2], что привело к образованию Западно-Магнитогорской зоны (ЗМЗ) [3]. Последняя представляет собой фрагмент аккреционного комплекса со сложным чешуйчатым строением. Этот аккреционный комплекс на протяжении около 250 км прорван многочисленными телами габброидов, диоритов и плагиогранитов. Многие интрузии являются согласными и вытянуты в меридиональном направлении. Их расположение контролируется сдвиго-раздвиговыми и надвиговыми структурами, слагающими всю тектоническую картину ЗМЗ. Одни интрузии сформировались в разломах и зонах кливажа, другие приурочены к бортам мульды, облекая их контуры [4], третьи синхронны со складкообразованием и выполняют бывшие полости в толщах осадков. Выделяется четыре типа ассоциаций пород, образовавшихся в следующей последовательности: 1) габброноритовый (файзуллинский, наурузовский комплексы), 2) габбро-долерит-диоритовый (басаевский, утыкташский комплексы), 3) долеритовый кизильского комплекса, 4) плагиогранитный кизильского комплекса.

Первая ассоциация габброидов, включающая два комплекса, представлена силлами и лакколитами размером до четырёх км в длину. Файзуллинский комплекс – самый южный – сложен габброноритами, в том числе оливинными, а также переходными породами от диоритов к габброноритам в расслоенных интрузиях. Наурузовский комплекс представлен габброноритами и, аналогично предыдущему, переходными разностями от диоритов к габброноритам в расслоенных интрузиях. Наиболее молодые, из достоверно установленных, отложения, имеющие магматический контакт с файзуллинскими интрузиями – это кремнистые сланцы и кластолиты мукасовской свиты (D_3f), а рвущиеся наурузовскими интрузиями – вулканогенно-осадочные обломочные толщи бугодакской свиты (D_3f-fm). Происхождение габброноритовой ассоциации связывается с эволюционировавшим надсубдукционным источником: породы имеют пониженную титанистость (TiO_2 0,7–1,3 мас.%), высокие концентрации Cs, Th, Ba и характеризуются Nb-Ta минимумом и Pb максимумом на мультиэлементных диаграммах. Состав габброидов частично сопоставим с базальтоидами шумилинской свиты (D_3fm) Восточно-Магнитогорской зоны (ВМЗ), возникшими в условиях зрелой и коллапсирующей островной дуги [5].

Вторая ассоциация также включает два комплекса – басаевский роговообманково-долерит-диоритовый и утыкташский габбро-диоритовый. Первый представлен, в основном, силлами и обладает самым протяжённым ареалом распространения (около 150 км). Он дифференцирован от роговообманковых долеритов и габбродолеритов до диоритов (редко монзонитов). На северном окончании ареала крупная дайка долерит-порфиоров басаевского комплекса сечёт лакколито-силл наурузовского комплекса. Утыкташский комплекс локализован на северном выклинивании ЗМЗ и представлен мелкими силлами и крупным лополитом. Интрузии обоих комплексов прорывают девонские отложения, наиболее поздними из которых являются флишоиды зилаирской свиты ($D_3fm-C_1t_1zl$). Данная габброидная ассоциация отличается повышенной титанистостью (TiO_2 до 2,6 мас.%), умеренной обогащённостью высокозарядными и щелочноземельными элементами и общим субщелочным уклоном преимущественно натриевого ряда. Петрогеохимические особенности пород характеризуют смешанность островодужных и внутриплитных признаков, во многом соответствуя составам базальтоидов берёзовского вулканического комплекса ВМЗ ($C_1t_2-v_1$), происхождение которого связывается с транскуррентной динамикой земной коры [3, 6].

Силлы басаевского комплекса пересекаются дайками плагиогранитов кизильского комплекса. Этот комплекс в настоящее время рассматривается нами как дифференцированный долерит-плагиогранитный, проявившийся в центральной части ЗМЗ. Дайки роговообманковых долеритов характеризуются небольшой мощностью (~1 м) и субширотным простиранием. Кислые породы образуют более крупные дайки и линейные интрузии (мощность 4–60 м) разного простирания (преимущественно субмеридионального). Нормативный состав их соответствует трондьемитам с геохимическими характеристиками, идентичными кислым вулка-

нитам берёзовского комплекса, а также гранитоидам Восточно-Пекульнейской зоны (Коряжское нагорье) и Вахталкинского блока (Срединный массив Камчатки), выделенным как формации аккреционного магматизма [7, 8]. Появление таких пород связывается как с дифференциацией базальтовой магмы, так и плавлением кремнистых осадков.

Таким образом, преобладающий в раннем и среднем палеозое мантийный тип магматизма в позднем девоне сменяется корово-мантийным. При столкновении островной дуги и окраины континента происходит увеличение толщины земной коры, наращивание аккреционно-коллизийного осадочного комплекса, развитие внутрикоровых магматических очагов и синтез гранитного слоя.

Работа выполнена в рамках Государственного задания по теме № 0252-2014-0012 «Состав, источники, эволюция и рудогенерирующий потенциал магматических систем Южного Урала».

Литература

1. Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа: Гилем, 2000. 146 с.
2. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
3. Салихов Д.Н., Рахимов И.Р., Мосейчук В.М. Каменноугольный магматизм коллизийной эпохи на Южном Урале // Геологический сборник № 10. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2013. С. 176–199.
4. Салихов Д.Н., Беликова Г.И. Конформный базитовый магматизм мягкой коллизии Магнитогорского мегасинклинария // Геологический сборник № 9. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. С. 164–172.
5. Пучков В.Н., Косарев А.М., Знаменский С.Е., Светлакова А.Н., Разуваев В.И. Геологическая интерпретация комплексного сейсмического профиля УРСЕЙС–95 // Геологический сборник № 2. ИГ УНЦ РАН, 2001. С. 3–28.
6. Бочкарёв В.В., Язева Р.Г. Субщелочной магматизм Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 256 с.
7. Крылов К.А., Лучицкая М.В. Кислый магматизм в аккреционных структурах Корякии, Камчатки и Аляски // Геотектоника, №5, 1999. С. 35–51.
8. Лучицкая М.В. Гранитоидный магматизм и становление континентальной коры северного обрамления Тихого океана в мезозое–кайнозое: Автореф. дисс. ... д-ра. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 2012. 49 с.

ГАББРО-ТОНАЛИТ-ТРОНДЪЕМИТОВЫЕ И БАЗАЛЫТ-ДАЦИТ-РИОЛИТОВЫЕ ОРДОВИКСКИЕ И СИЛУРИЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Рязанцев А. В.

Геологический институт РАН, г. Москва
avryazan51@mail.ru

В Сакмарской, Актау-Таналыкской зонах на западе Южного Урала и в Денисовской зоне на востоке Зауралья распространены плутонические и эффузивные комплексы контрастного состава ордовикского и силурийского возраста, имеющие разную структурную позицию. Плутонические габбро-тоналит-трондьемитовые комплексы (ГТТК) тесно связаны с мафит-ультрамафитовыми комплексами офиолитов. В западных зонах Урала ГТТК вместе с базальт-дацит-риолитовым комплексом вмещают в себя комплекс параллельных долевых даек.

В Сакмарской зоне ГТТК слагает блоки в меланже. Комплекс представлен амфиболовыми габбро, тоналитами и трондьемитами, среди которых тектонические клинья сложены породами дунит-гарцбургитового и полосчатого комплексов. Породы содержат рои и пакеты «дайка в дайке» долеритов нескольких разноориентированных генераций. По цирконам из тоналитов U/Pb методом (SHRIMP) в двух точках возраст равен 456 ± 4 и 456 ± 6 млн. лет, а в третьей – $426,5 \pm 6,7$ млн лет.

Породы ГТТК принадлежат дифференцированной известково-щелочной серии с нормальной щелочностью натриевого и калий-натриевого типа. От габбро к габбро-диоритам $(La/Yb)_n$ изменяется от 3,0 до 6,3, а от тоналитов к гранофировым гранитам – с 4,5 до 8,3. На спайдер-диаграммах отчетливо проявлен Ta-Nb минимум. Трондьемиты по составу отвечают пералюминиевым гранитам I типа. Тоналиты располагаются в полях пералюминиевых и металюминиевых гранитоидов. На дискриминационных диаграммах Rb/Y+Nb, Ta/Yb, Th-Hf/3-Nb/16 точки гранитоидов располагаются в полях островодужных пород. Состав пород свидетельствует в пользу надсубдукционной обстановки их формирования.

Породы дайкового комплекса соответствуют базальтам и андезибазальтам нормального типа щелочности, и относятся к известково-щелочной серии. Для них характерны низкие содержания TiO_2 (~0,5 %), повышенные MgO (8,0–11,8 %), $(La/Yb)_n = 1,40$ –3,8. На спайдер-диаграммах отчетливо проявлен Ta-Nb минимум. На дискриминационной диаграмме Th-Hf/3-Nb/16 точки попадают в поля островодужных пород.

Породы ГТТК и дайкового комплекса имеют много общих черт по составу. Возможно, дайковый комплекс генетически связан с ГТТК и является с ним разновозрастным.

Базальт-андезит-риолитовый колчеданосный комплекс (O_3) слагает тектонические покровы в ядрах Блявинской и Утягуловской синформ. В нижней части разреза (яманкасинская толща) преобладают лавы, лавобрекчии и бомбовые туфы основного, среднего и кислого составов. С толщей связаны крупные субвулканические тела кислого состава и залежи колчеданов. Согласно перекрывающая баулусская свита сложена базальтами, трахиандезибазальтами, трахиандезитами, редко риолитами. В верхней части разреза собраны конодонты катийского яруса верхнего ордовика [1]. Базальты согласно перекрывающей дергаишской свиты расчленены углеродисто-кремнисто-карбонатными сланцами с граптолитами нижнего силура [2].

Вулканисты яманкасинской толщи принадлежат дифференцированной от базальтов до риолитов известково-щелочной серии. Базальты и андезиты подчинены по объему породам кислого состава. В породах основного и среднего состава содержания $TiO_2 = 0,3$ –0,9 %, $Al_2O_3 = 11,1$ –17,1 %, MgO = 4,5–11,3; $K_2O = 0,1$ –0,4, до 1,0 %. Породы деплетированы в отношении редких земель, по сравнению с нормальными базальтами COX, $(La/Yb)_n = 1,2$ –2,1. Мультиэлементные спектры демонстрируют минимумы по Nb, Ta, Sr. На верификационных диаграммах точки составов попадают в поля островодужных вулканистов. Базальты, трахиандезибазальты и трахиандезиты баулусской свиты принадлежат к известково-щелочной серии. Отдельные пробы соответствуют шошонитам. Типичные содержания: $TiO_2 = 1,5$ –2,3 %, $Al_2O_3 = 12,2$ –16,1 %, MgO = 4,0–8,5; $K_2O = 0,3$ –3,9 %. Спектры распределения РЗЭ базальтов фракционированы $((La/Yb)_n = 7,3$ –9,1). Мультиэлементные спектры демонстрируют небольшие минимумы по Nb, Ta, Sr. На верификационных диаграммах точки составов локализованы, вблизи границы полей островодужных вулканистов, базальтов океанических островов и обогащенных базальтов COX, или находятся в поле внутриплитных базальтов.

Базальт-андезит-риолитовый колчеданосный комплекс сформирован в надсубдукционной обстановке и отражает эволюцию задугового (или междугового) прогиба.

Актау-Таналыкская зона находится на западе Магнитогорской синформы. Дайково-эффузивный баймак-бурибайский комплекс обнажен в видимом структурном основании и с неясным контактом перекрывается

мощной серией островодужных вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород ранне-среднедевонского возраста [3; 4]. В его строении принимают участие рои и пакеты даек, состав которых варьирует от пикритов до плагиориолитов. С дайковым комплексом ассоциирует толща эффузивов контрастной серии, с которой связаны колчеданные месторождения. Широкое распространение в структуре долеритовых пакетов «дайка в дайке», определяет сходство этого комплекса с комплексами, сформированными в спрединг-центрах. В скринах находятся амфиболовые габбро, тоналиты, гранофировые трондьемиты, представляющие ГТТК, а также подушечные базальты и риолито-дациты. Для гранофировых трондьемитов по цирконам получено значение возраста $423,7 \pm 5,6$ млн. лет (SHRIMP II) [5].

Субмеридиональные пакеты вертикальных полудаек первой генерации секутся пакетами вертикальных даек второй генерации восток-северо-восточного простирания. Более поздние образования представлены флюидалными риолито-дацитами, которые слагают экструзивное тело. Риолито-дациты прорываются субширотными дайками. Среди них выделяются пакеты долеритовых полудаек, прорванные единичными дайками, сложенными гранодиоритами. Завершают последовательность дайки пироксен-плагиоклазпорфировых долеритов.

Все магматические породы района принадлежат дифференцированной известково-щелочной серии нормальной щелочности. Единичные пробы габбро принадлежат высококальциевой известково-щелочной, или шошонитовой серии. Породы основного состава даек и подушечных базальтов низкотитанистые, часто высокомагнезиальные и по составу имеют сходство с породами бонинитовой серии [6]. Породы демонстрируют близкие слабодифференцированные спектры распределения с $(La/Yb)_n$ в габбро и долеритовых дайках ранней генерации – 0,5–0,9, в тоналитах – 1,9, во всех остальных породах – 1,0–1,4. На мультиэлементных графиках наблюдаются пониженные концентрации Nb и Ta. На дискриминационных диаграммах все породы даек и эффузивов располагаются в полях островодужных пород.

Учитывая данные по возрасту цирконов из трондьемитов ГТТК, по структуре и составу пород, можно предположить, что дайковый комплекс имеет позднесилурийско-раннедевонский возраст. Состав пород в скринах, а также в дайково-эффузивном комплексе свидетельствуют в пользу того, что комплекс сформирован при рифтогенезе внутриокеанической островной дуги в междуговом прогибе.

В Денисовской зоне на востоке Зауральской мегазоны на р. Тобол в структуре Спиридоновского массива ГТТК слагает ядро антиформы и имеет тектонический контакт с перекрывающим базальт-риолит-дацитовым денисовским комплексом ($O_{1,2}$). В спиридоновском комплексе габбро и тоналиты занимают обширные поля. В подчиненном количестве распространены поздние жильные долериты и трондьемиты. Часто наблюдаются жилы магматических брекчий, состоящих из обломков долеритов в трондьемитовом матриксе. В поле распространения ГТТК протягиваются тектонические клинья, сложенные серпентинизированными перидотитами, дунитами и породами полосчатого комплекса. Породы ГТТК принадлежат известково-щелочной серии нормальной щелочности натриевого типа. $(La/Yb)_n$ в габбро меняется от 0,4 до 1,1, в тоналитах – 2,2, в трондьемитах – 6,1, в жильных долеритах – 1,4–1,9. На спайдер-диаграммах отчетливо проявлен Ta-Nb минимум. Гранитоиды по составу отвечают пералюминиевым гранитам I типа, а на дискриминационной диаграмме Rb-Y + Nb располагаются в поле гранитоидов вулканических дуг.

В разрезе денисовского комплекса в нижней части преобладают риолиты и дациты, сопровождаемые субвулканическими телами аналогичного состава, а в верхней части – базальты, часто подушечного строения, а также бомбовые туфы псефитовой размерности. На вулканитах согласно залегают кремнистые породы с конodontами дапинского и дарривильского ярусов [Иванов и др., 1992]. Кремни согласно перекрываются терригенной толщей силура и девона.

Вулканические породы принадлежат известково-щелочной дифференцированной от базальтов до риолитов серии нормального типа щелочности натриевого и калий-натриевого типа. В подчиненном количестве присутствуют пикриты и андезиты. Кроме того, выделяются толеитовые базальты нормального типа щелочности, редко натриевые трахибазальты и трахиандезибазальты. $(La/Yb)_n$ в базальтах изменяется от 0,5 до 5,3. На спайдер-диаграммах проявлен Ta-Nb минимум. Преобладает группа низкотитанистых разностей ($TiO_2 = 0,6–1,0$ %). Однако отмечаются содержания $TiO_2 = 1,92–3,6$ %. Большая часть эффузивных пород на дискриминационных диаграммах Th-Hf/3-Ta, Cr-Ce/Sr, Ti/Y-Nb/Y, Zr/Y-Ti/Y располагается в полях островодужных пород и редко в полях нормальных базальтов COX, или внутриплитных обстановок.

Аналоги описанных комплексов известны в структурах Юго-Западной Пацифики (бассейн Манус, острова Фиджи, Тонга, Кермадек) и сравнение с этими объектами позволяет предполагать, что описанные выше магматические комплексы палеозойского Южного Урала отражают эволюцию внутриокеанических надсубдукционных структур – островных дуг, задуговых и междуговых прогибов на этапе от среднего ордовика по ранний девон включительно.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект №14-27-00058) и РФФИ (проект №№ 14-05-00052; 15-05-05109)

Литература

1. Рязанцев А.В., Дубинина С.В., Кузнецов Н.Б., Белова А.А. Ордовикские структурно-формационные комплексы в аллохтонах Южного Урала // Геотектоника. 2008. № 5. С. 49–78.
2. Бородаев Ю.С., Корень Т.Н., Петровский А.Д. О находке граптолитов в карьере Блявинского медно-колчеданного месторождения на Южном Урале // Докл. АН СССР. 1963. Т. 150, № 5. С. 1107–1108.
3. Серавкин И.Б., Косарев А.М., Горожанин В.М. Изотопные отношения Rb и Sr и радиологический возраст вулканогенных комплексов баймак-бурибаевской (D1ems), ирендыкской (D1-D2e) и карамалыташской (D2e) свит // Геологический сборник № 3. Информационные материалы. ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2003. С. 141–151.
4. Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2010. 288 с.
5. Рязанцев А. В., Савельева Г. Н., Разумовский А. А. Дайковые комплексы офиолитов Урала // Геотектоника. 2015. № 3. С. 36–55.
6. Spadea, P., L. Y. Kabanova and J. H. Scarrow, Petrology, geochemistry and geodynamic significance of Mid-Devonian boninitic rocks from the Baimak-Buribai area (Magnitogorsk Zone, southern Urals) // Ofioliti. 1998. Vol. 23. P. 17–36,
7. Иванов К.С., Пучков В.Н., Пелевин И.А. Новые данные по стратиграфии и истории развития палеозойских восточных зон Южного Урала // Новые данные по стратиграфии и литологии палеозоя Урала и Средней Азии. Екатеринбург: Наука, 1992. С. 3–10.

ПЕРВИЧНЫЙ СУБСТРАТ ГРАНИТОИДОВ ЧЕЧЕКСКОЙ КУПОЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ (ИРТЫШСКАЯ ЗОНА СМЯТИЯ, ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Савинский И. А.¹, Владимиров В. Г.^{1,2}

¹*Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
ilya.savinskiy@gmail.com*

²*Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск*

Иртышский зона смятия (ИЗС) – это крупнейшая сутура на северо-восточной окраине герцинских образований Обь-Зайсанского палеобассейна (Восточный Казахстан). Она имеет сложное внутреннее строение и включает в себя крупные блоки метаморфических пород в матриксе преимущественно низкотемпературных бластомилонитов, ограниченных с северо-востока Иртышско-Маркакульским, а с юго-запада – Калба-Нарымским глубинными разломами. Чечекская гранитогнейсовая купольная структура расположена в краевой части ИЗС и структурно приурочена к Калба-Нарымскому разлому.

Происхождение гранитоидов Чечекской структуры традиционно связывают с повторным плавлением (реоморфизмом) более ранних гранитоидов [1]. Основанием для этого служит то, что Суровский габброидный массив имеет форму лополита [2] и «облекает» гранитоиды купольной структуры, обособляя их от вмещающих пород, уровень метаморфизма которых не превышает зеленосланцевой фации. Особенности внутреннего строения и вещественного состава гнейсогранитов, позволяют предположить, что габброиды Суровского массива оказали тепловое воздействие на осадочные толщи, обеспечив частичное плавление осадочного обрамления до появления гранитогнейсов и автохтонных гранитоидов.

На коровое (первично осадочное) происхождение гранитоидов также указывает наличие в них граната, силлиманита (фибrolита) и кордиерита, а также структурные и текстурные особенности пород. В целях выяснения происхождения гранитоидов Чечекской структуры были выполнены специализированные маршруты, проведены структурно-кинематические и парагенетические исследования. Их результаты приведены в работе [3]. В частности, было показано, что для глиноземистых прослоев купольной структуры (ассоциации Qtz + Pl + Kfs + Bt + Ms + Sil + Grt) условия метаморфизма отвечают по температуре 665–720 °С и давлениям 4-6 кбар, что отвечает верхней границе амфиболитовой фации и условиям выплавления среднеобводненных кислых расплавов. Иными словами, тепловой прогрев пород был достаточен для появления в толщах автохтонных и параавтохтонных гранитоидов. Изотопные исследования позволили установить, что возраст метаморфизма гнейсогранитов был не моложе 312 млн лет (Ar/Ar, ступенчатый прогрев, мусковит [3]), что хорошо коррелируется с возрастом становления габброидов Суровского массива.

В настоящей работе приводятся результаты петрохимических корреляций составов гнейсогранитов Чечекской структуры и составов наиболее распространенных осадочных толщ в обрамлении Иртышской зоны смятия. Чечекский блок расположен в тектоническом контакте кыстав-курчумской свиты (D_{2gv}) и отложениями такырской серии (D_3-C_1).

Кыстав-курчумская свита относится к углеродисто-известковисто-терригенной формации [4]. Непосредственно в обрамлении габброидов Суровского массива наибольшее распространение занимают отложения такырской серии (D_3-C_1). По данным последнего геологического картирования на территории Восточного Казахстана [5], в составе такырской серии выделяют две свиты: аблакеткинская (D_3-C_{11}) и бурабайская (C_{1v}).

Для изучения особенностей вещественного состава из гнейсогранитов Чечекской структуры были отобраны пробы пород, представляющих наиболее типичные для этой структуры минералого-петрографические различия – это биотитовые гнейсограниты со шлирами, биотит-мусковитовые граниты и мигматиты. Вмещающие осадочные отложения такырской и кыстав-курчумской свит Чечекско-Суровского сегмента были исследованы вдоль правого борта р. Иртыш. В рамках задач, авторами оценивался только химический состав по петрогенным элементам.

Основной объём пород Чечекской структуры занимает гнейсограниты чечекского типа. Средневзвешенное содержание петрогенных элементов составляет (мас. %): SiO_2 – 64,67; TiO_2 – 0,71; Al_2O_3 – 16,65; ΣFeO – 5,65; MnO – 0,11; MgO – 1,67; CaO – 1,54; Na_2O – 2,75; K_2O – 3,76; P_2O_5 – 0,15 ($n=11$). Гнейсограниты имеют Qtz-Pl-Kfs-Bt-Mu-Sil-Gr состав, шлиры представляют собой биотит-графитовые скопления округлой формы в ассоциации с Bt-Gr-Sil + Crd.

Петрохимические характеристики осадочных пород оценивались только статистически, без дробного деления на алевролиты, песчаники или глинистые сланцы ($n = 77$). Для SiO_2 , TiO_2 , $Fe_2O_3 + FeO + MgO$, CaO

и $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (мас. %) распределение вероятностей, характеризуется двумя в разной степени выраженными пиками. Полученные данные не противоречат геологическим данным, поскольку в составе осадочных толщ северной части Калба-Нарымской зоны наблюдаются пластины актинолит-хлоритовых сланцев, залегающих среди черносланцевых отложений кыстав-курчумской свиты (D_{2gv}) [5]. Изученные образцы зеленосланцевых пород имеют относительно выдержанный вещественный состав (все данные о содержании петрогенных компонентов приведены в пересчете на 100% сухого вещества); кремнекислотность пород варьирует в интервале 44–52 мас. % SiO_2 (среднее 50,5 мас. %), породы имеют повышенные содержания фемических компонентов ($\text{TiO}_2 - 1,2$ мас. %; $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO} - 14-20$ мас. %) ($n=11$) [6]. Основная группа анализов осадочных пород легла в диапазон 54–74 мас. % SiO_2 (среднее 63,08 мас. %); 0,5–1 мас. % TiO_2 ; 2–11 мас. % $\text{Fe}_2\text{O}_3^* + \text{MgO}$.

Проведенные исследования на слабые различия в вариациях петрогенных составов гранитогнейсов чечекской структуры и вмещающих толщ осадочных пород (песчаников и алевролитов) Калба-Нарымской зоны.

Значения гидролизатного модуля для Чечека ($(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO})/\text{SiO}_2$) варьируют в диапазоне 0,26–0,46. По данным Котлера для большей части осадков Калба-Нарымской зоны колеблется в интервале 0,28–0,42, что отвечает интервалу характерному для типичных глинистых пород и граувакк [7]. Значения алюмокремниевого модуля ($\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$) 0,19–0,32, а для осадков изменяются в интервале 0,2–0,3 что также характерно для глинистых пород. Значения фемического модуля ($(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$) 0,5–0,18 и железного модуля ($(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO})/(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$) 0,17–0,46. Для песчаников Калба-Нарымского террейна колеблется в интервале 0,07–0,11, в то время, как для алевролитов характерны значения 0,11–0,16 [10]. Такие величины этого модуля отвечают типичным терригенным песчаникам и алевролитам. Значения железного модуля в большинстве осадочных пород укладываются в интервал 0,20–0,45, что характеризует их как нормально-железистые [7]. По Неелову для глинистых пород по параметру а, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ (ат. кол.), b, $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO} + \text{CaO}$ (ат. кол.) можно отнести к группе олигомиктовых псаммитолитов и алевролитов аркозового состава [8].

Таким образом, источником плавления для гранитоподобных пород Чечекского купола могли служить песчаники, алевролиты и песчаники, соответствующие такырской серии пород (алевро-песчанистый состав). Более тугоплавкие диатектиты и амфиболитовые гнейсы могут отвечать известковистой пачки в осадочной серии аблакеткинской свиты или соответствовать отложениям кыстав-курчумской свиты. Тепловым источником является Суровский габброидный лополит, внедрение и становление которого происходило на период $312,3 \pm 2,9$ млн лет назад [3], что не противоречит геологической ситуации.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 16-35-00243, 16-05-01011).

Литература

1. Кузбный В.Е., Ермолов П.В., Полянский Н.В. и др. Магматические формации и комплексы Зайсанской складчатой области и проблема их корреляции // Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области / под ред. К.А. Абдрахманова и А.П. Кривенко. Алма-Ата: Наука, 1981. С. 4–38.
2. Юрченков Е.М. Новые данные о внутреннем строении Таловского ультрабазит-габброидного массива [Текст] // в кн. «Проблемы магматической геологии Зайсанской складчатой области». 1981. С.114–120.
3. Савинский И.А., Владимиров В.Г., Сухоруков В.П. Чечекская гранитогнейсовая структура (Иртышская зона смятия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2015. № 1. С.15–23.
4. Геология СССР. Т. XLI. Восточный Казахстан / Под. ред. В.П. Нехорошева, Ш.Е. Есенова. М., 1967. Ч. 1. 467 с.; 1974. Ч. 2. 396 с.
5. Навозов О.В., Гоганова Л.А., Глухов А.М. Новые данные о стратиграфии верхнепалеозойских отложений Юго-Западной Ангариды (Восточный Казахстан) // Ископаемые растения и стратиграфия позднего палеозоя Ангариды и сопредельных территорий: Материалы коллоквиума (Москва, Главный ботанический сад РАН, 31 марта – 3 апреля 2009 г.). М.: ГЕОС, 2009. С. 51–55.
6. Котлер П.Д., Крук Н.Н., Хромых С.В., Навозов О.В. Вещественный состав и источники осадочных толщ Калба-Нарымского террейна (Восточный Казахстан) // Вестн. ТГУ.
7. Юдович Я.Э. Региональная геохимия осадочных толщ. Л.: Наука, 1981, 276 с.

**ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ РАЗВИТИЯ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ
(ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКИЙ РЕГИОН) В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ
И РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ**

Садыкова Л. Р.

*Институт геологии и геофизики им. Х. М. Абдуллаева, АН РУз., г. Ташкент, Республика Узбекистан
rang.tosh @rambler.ru*

Анализируя эволюцию Срединного Тянь-Шаня во времени от докембрия по девон включительно в Срединном Тянь-Шане выделены две геотектонические структуры: Чаткальский террейн и Торгасайское палеоокраинное море [1,2], испытавшие три этапа – обстановки геодинамического развития: 1) эпибайкальской платформы, 2) каледонского орогенеза, 3) окраинно-континентального девонского вулканогенно-интрузивного пояса.

Эпибайкальская платформа включает образования фундамента и чехла. Фундамент представлен метаморфическими породами зеленосланцевой и амфиболитовой фаций в виде двух стратифицированных свит: терексайской и семизсайской. Породы претерпели многостадийный региональный метаморфизм, мигматизацию и фельдшпатизацию. Абсолютный возраст цирконов из пород семизсайской свиты равен $1100 + 200$ млн лет. Интрузивные образования фундамента древней платформы представлены двумя комплексами: Сууктепинским ($g\delta PR_1 ?s.$) и Бешторским ($lpyR_3 b$), а также несколько мелких выходов плагиогранитов (Коксуйский, Бадакский), вскрывшихся благодаря вертикальным перемещениям отдельных блоков по разломам. Чехол этой древней платформы состоит из метаморфизированного, нерасчлененного рифея (иштамбердинская свита), рифея–венда (узунбулакская и мурсашская свиты) и венда (шорасуйская свита). Шорашуйская свита ($V?sr$) делится на две подсвиты. Нижняя состоит из тиллитоподобных конгломератов, а верхняя подсвита согласно залегает на нижней, представляя собой ритмичное флишеподобное чередование полимиктовых или кварцевых песчаников, алевролитов, глинистых и филлитовидных сланцев. Нижняя подсвита шорашуйской свиты сопоставляется с джетымтауской, а верхняя – с джакболотской свитами венда Киргизии. Не исключено, что тиллитоподобные конгломераты, отнесенные к нижней подсвите, в некоторых районах являются эквивалентными верхним тиллитам джакболотской или байконурской свиты Казахстана [3]. Таким образом, чехол рассматриваемой докембрийской платформы состоит из пород нерасчлененного рифея, рифея–венда и венда. Приведенные данные по возрасту, составу, взаиморасположению свит и комплексов позволили не только обосновать в Срединном Тянь-Шане наличие древней эпибайкальской платформы, но и применить террейновую концепцию ее эволюции, т.е. считать «обломком» среди прочих рифейских континентов, микроконтинентов и блоков условно Гондванского ряда. Эти факты убеждают в применимости использования террейновой концепции при рассмотрении неопротерозойского этапа периодизации земной коры по Е.В. Хаину [4] и выделить самый ранний, в периодизации Срединного Тянь-Шаня, этап террейна эпибайкальской платформы.

Второй этап в эволюции Срединного Тянь-Шаня, связан с развитием в раннем палеозое Торгасайского окраинного моря [2] в акватории Туркестанского палеоокеана. Основанием для выделения Торгасайского окраинного моря послужило: 1) обнаружение в виде протрузий среди ордовикских морских осадков линз (гарцбургитов - фрагмента офиолитовой ассоциации, характерной для основания базальтового слоя соседнего с террейном Туркестанского палеоокеана; 2) наличие в раннем палеозое подводной возвышенности, отделявшей часть Туркестанского палеоокеана, примыкавшего к Чаткальскому террейну, от остальной части океанического бассейна. Существованием этой подводной возвышенности можно объяснить отсутствием раннепалеозойских отложений в Кураминском регионе; 3) формирование в течении каледонид гранито-гнейсового слоя в Торгасайском окраинном море. Силурийские коллизионные граниты Бургундинский, Башкызылсайский, Зексайский, Каракинский, Кызатинский и др. комплексы (по последним данным [5] абсолютный возраст образования интрузивов определялся по цирконам U-Pb SHRIM методом во ВСЕГЕИ показала цифру 416–443 млн лет.) разместившиеся в складчатых структурах каледонид на месте Торгасайского палеоокраинного моря сформировали молодую континентальную кору, которая объединилась с анатектической корой Чаткальского террейна и Казахско-Киргизского составного микроконтинента путем протяженных в северо-западном направлении трещинных гранитоидных (коллизионных) интрузий пронизавших вышеуказанные блоки континентальной коры.

Третий этап в геологической истории Срединного Тянь-Шаня это формирование в девоне карбонатно-чехла Туркестанской квазиплатформы, обусловившего появление главного регионального стратиграфиче-

ского несогласия региона, а также функционирование девонского трансрегионального Казахско-Срединно-Тяньшаньского континентального вулканогенного пояса, представленного в Чаткало-Кураминском регионе покровными фациями в виде трех вулканогенных свит: агаджальской, катрангинской и калканатинской. Секущие фации указанных свит представлены Калканата-Катрангинским субвулканическим комплексом ($\gamma\delta\lambda D_{1,2}kk$). В составе комплекса в порядке внедрения, выделяются гранодиорит-порфиры (“калканатинского типа”), гранит-порфиры и риолиты, монцодиориты и кварцевые монцониты. Субвулканические образования описываемого комплекса имеют интрузивные контакты со сланцами нижнего силура и ниже-среднедевонскими осадочно - вулканогенными породами катрагинской и калканатинской свит, а сами перекрываются отложениями живетского яруса. При этом пояс характеризуется повсеместным проявлением корового гомодромного магматизма в виде нормальной и субщелочной серий.

Литература

1. Кустарникова А.А., Садыкова Л.Р. Террейновый анализ Срединного Тянь-Шаня // Докл. АН РУз. 2014. № 3. С. 44–47.
2. Садыкова Л.Р. Раннепалеозойский этап развития Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань) // Геология и минеральные ресурсы. 2015. № 1. С. 27–32.
3. Каныгин.Н.А., Третьяков А.А., Летников Е.Ф. Изотопные исследования тиллитов байконурского горизонта (Центральный Казахстан): состав и время образования источников сноса // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения: Материалы XLVI тект. совещ. 2014. Т 1. С. 175–180.
4. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.
5. Селтман Р, Конеев Р.И., Диваев Ф.К., Халматов Р.А. Новые данные об абсолютном возрасте магматизма и золотого оруденения в Узбекистане // Геология и минеральные ресурсы. 2014. № 2. С. 10–15.

**АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫЙ МАГМАТИЗМ МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ
ЮЖНОГО УРАЛА**

Салихов Д.Н.¹, Косарев А.М.¹, Холоднов В.В.², Рахимов И.Р.¹

¹*Институт геологии УНЦ РАН, г. Уфа
magm@ufaras.ru*

²*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург*

Аккреционно-коллизийная обстановка возникла на поздних стадиях островодужного вулканизма Южного Урала. В процессе этих событий сформировались крупные аккреционные ансамбли с последующим их причленением [1, 2, 3, 4] к окраине Восточно-Европейского континента (ВЕК). Среди аккреционных блоков наряду с Магнитогорской островной дугой (МОД) выделяется сложный по составу и истории формирования Восточно-Уральский террейн (ВУТ). Последний представлен сближенными микроконтинентальными блоками, имеющими докембрийский фундамент с локально проявившимися вулканитами ордовика, силура и девона.

Событийным в процессе движения Казахстанского континента на запад явилось столкновение МОД и ВУТ. Ко времени указанного столкновения в границах МОД проявился островодужный андезитобазальтовый вулканизм франского века, представленный бугодакской и биягодинской толщами. В восточном обрамлении МОД происходила смена состава вулканизма на трахибазальтовую шелудивогорскую и аблязовскую толщ франа, а затем на новоивановскую и шумилинскую, которые по фаунистическим остаткам датированы фаменом. Интрузивные их аналоги представлены верхнеуральским массивом с изотопными датировками 362 млн лет [5].

В процессе столкновения МОД и ВУТ произошла также генерация мантийно-корового расплава гранитоидов. Такие палингенные батолиты средних размеров выделены в Ахуновский, Заматохинский, Краснинский и др. залежи с изотопными датировками 365–350 млн лет [6, 7].

Дальнейшее движение МОД на запад привело к причленению, а затем надвиганию ее на ВЕК. Завершается этот процесс образованием Западно-Магнитогорской (ЗМЗ) и Восточно-Магнитогорской (ВМЗ) зон, отличающихся геологическим строением, составом фундамента и особенностями магматизма каменноугольного времени. Граница между ЗМЗ и ВМЗ отвечает Западно-Кизильскому разлому, севернее он переходит в Кирсинский разлом и далее на север в зону разломов восточной границы Имангуловской мульды. Фиксируемые на дневной поверхности разрывные нарушения являются отражением глубинной границы ВЕК, которая отвечает трансформной сдвигово-раздвиговой зоне. Они контролируют тепловые потоки и трещинные излияния базальтов, происходивших в нижнекаменноугольную эпоху, начиная с верхнего турне. В этой зоне локальных трансенсивных раздвигов формировался Магнитогорско-Богдановский грабен.

Наряду с базальтами трещинного излияния на плечах раздвигов формировались постройки центрального типа, представленные стратовулканами и небольшими вулканическими сооружениями, а на концах раздвигов – щитовидными постройками или завершаются ареальным вулканизмом. Они объединены в два параллельно формировавшихся комплекса субщелочных высокотитанистых калий-натриевых базальтов (греховской комплекс) и переходящих в известково-щелочные базальты с умеренно-высоким титаном и повышенным глиноземом (березовский комплекс). Аналогичные геохимические типы пород свойственны габброидным залежам, представленным куйбасовским и богдановским комплексами. Кислые вулканиты пространственно тяготеют к восточной части Магнитогорско-Богдановского грабена и слагают ритмично переслаивающиеся разрезы. Гранитоиды Магнитогорской серии представлены натриевыми гранитами – плагиогранитами и тоналаитами (узянский тип); калий-натриевыми гранитоидами нормальной щелочности – гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами (алексеевский тип); субщелочными калий-натриевыми гранитами, граносиенитами, сиенитами (московский тип); биотит-роговообманковыми гранитами с равными количествами натрия и калия (разборненский тип); умеренно-щелочными гранитами и граносиенитами (борковский тип); щелочными гранитами и граносиенитами (чекинский тип).

Завершают магматизм дайки и малые интрузивы долеритов, гранит-порфиров, сиенит-порфиров, диорит-порфиритов, лампроитов и лампрофиров с изотопными датировками 317–305 млн лет [8, 4]. Одновременно происходит выплавление палингенных гранитоидов (Карагайский и Уйскоборский массивы). Причем Карагайский массив сопровождается мантийными геохимическими метками, а Уйскоборский массив относится к высококалийным разновидностям с изотопными датировками 304 млн лет [9].

В границах МОД в ее восточном обрамлении, в пределах Уйско-Новооренбургской шовной зоны проявляются продукты магматизма Кацбахского массива биотит-роговообманковых гранитов и гумбейского комплекса монцитит-гранитного состава небольших интрузивных тел и даек. Датированы они изотопным методом, соответственно, 294 и 285 млн лет [10].

Итак, в границах ВМЗ наблюдается сложное сочетание различных по первичным источникам и генезису магматических комплексов. Внутриплитный магматизм связан с деструкцией субдуцирующей океанической плиты и подъемом горячих астеносферных диапир-плюмов к основанию новообразованной литосферы. Наряду с магматическими ассоциациями внутриплитного типа и сериями пород с промежуточными характеристиками для этой геодинамической обстановки характерны и значительные объемы мантийно-коровых гранитоидов, формирование которых происходило при многократном проявлении надсубдукционного корового анатакиса.

ЗМЗ представляет собой область надвинутой части МОД на ВЕК. Приметной особенностью ЗМЗ является развитие в раннем карбоне обширных синклинальных структур – мульд и контролирующих размещение конформных интрузивов в бортах мульд. Позиция мульд и конформных базитовых залежей отражает блоковость фундамента вулcano-терригенных толщ девона и раннего турне, возникшая благодаря тектоническим напряжениям в глубинной части шовной зоны при столкновении ВЕК и ВМЗ. Важной составляющей напряжений является вероятное скольжение по глинистым прослоям в плотных кремнистых образованиях терригенных толщ. В результате скольжения происходило отслоение и образование пустот, выполненных расплавом базитов. Так формируются конформные интрузивы силлов и лополитов и других согласных с вмещающими осадками залежей (утлыкташский, басаевский, файзуллинский). Процесс формирования мульд и конформных габброидов происходил одновременно. Завершают формирование конформных тел габброидов диагональные дайки (СВ, СЗ и широтные) долеритов.

В последующий этап формируются небольшие дискордантные залежи дифференцированных габброидов (Худолазовский комплекс). От роговообманковых перидотитов до плагиогранитов. Они отвечают высокомагнезиальным с повышенным кальцием и натриевым толеитам и известково-щелочным базальтам. Интрузивы контролируются многочисленными разрывными нарушениями, которые и определяют многоэтажность интрузивных тел и правильные геометрические их формы. Это свидетельствует о внедрении расплавов в процессе тектонических напряжений, которые привели к формированию разрывов в земной коре. Важным обстоятельством является факт ассоциации определенных типов интрузий с сульфидным медно-никелевым оруденением платформенного типа. Время формирования комплекса, которое оценено изотопными методами, отвечает 324–328 млн. лет, т. е. соответствует серпуховскому и башкирскому векам.

Завершает магматизм рассматриваемой территории дайковая серия основного состава (улугуртауский комплекс), получившая распространение в восточной части ЗМЗ. Комплекс даек датирован изотопным методом 321 млн лет башкирским веком [11].

Итак, в границах ЗМЗ продукты магматизма формировались в три этапа, время формирования которых подтверждено геологическими и изотопными датировками, а также реальными пересечениями магматических тел конкретных комплексов между собой. Все интрузивные и дайковые тела ЗМЗ по вещественному составу отвечают продуктам мантийной природы.

Литература

1. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1,6-0,2 млрд. лет) и строения Урала. Дисс. ... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург, 1998. 252 с.
2. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
3. Тевелев А.В., Кошелева И.А., Попов В.С., Кузнецов И.Е., Осипова Т.А., Правикова., Густова А.С. Палеозойды зоны сочленения Восточного Урала и Зауралья // Тр. лабор. геологии складчатых поясов (вып. 4) / Под ред. проф. А.М. Никишина. М.: Геологический ф-т МГУ, 2006. 300 с.
4. Салихов Д.Н., Мосейчук В.М., Холоднов В.В., Рахимов И.Р. Каменноугольный вулcano-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных // Литосфера. 2014. № 5. С. 33–56.
5. Салихов Д.Н., Митрофанов В.А. Интрузивный магматизм и геодинамика верхнего девона – нижнего карбона Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал). Уфа, 1994. 142 с.

6. Богатов В.И., Шатагин К.Н., Чаплыгина Н.Л. Источники коллизионных гранитоидов северной части Магнитогорского прогиба // Коллизионная стадия развития подвижных поясов: VI Чтения А.Н.Заварицкого. Екатеринбург, 2000. С. 11–12.

7. Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф, Монтеро П. Цирконы из магматитов Тагильской и Магнитогорской зон как основа их возрастных и корреляционных соотношений // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 276–283.

8. Прибавкин С.В., Ронкин Ю.Л., Травин А.В., Пономарчук В.А. Новые данные о возрасте лампроит-лампрофирового магматизма Урала // Докл. РАН. 2007. Т. 412, № 5. С. 682–684.

9. Попов В.С., Богатов В.И., Журавлев Д.З. Источники гранитных магм и формирование земной коры Среднего и Южного Урала: Sm-Nd и Rb-Sr изотопные данные // Петрология, 2003. Т. 10, № 4. С. 389–410.

10. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.

11. Рахимов И.Р., Салихов Д.Н., Пучков В.Н., Ронкин Ю.Л., Холоднов В.В. Башкирский Sr-Nd-возраст завершающей стадии коллизионного магматизма Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // ДДокл. РАН. 2014. Т. 457, № 4. С. 445.

МАГМАТИЗМ ДОЮРСКИХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Сараев С. В., Филиппов Ю. Ф.

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

Глубокое бурение и большие объемы геофизических работ, проведенные за последние десятилетия на юго-востоке Западной Сибири позволили выделить здесь в структуре промежуточного комплекса Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗСГ) два крупных перспективных в нефтегазоносном отношении осадочных бассейна – неопротерозойско-кембрийский Предьенейский (ПБ) и палеозойский Нюрольско-Варьеганский (НВБ).

По предварительным результатам интерпретации материалов гравиметрических и магнитных съёмок на территории Предьенейского бассейна и прилегающих районов устанавливаются контуры участков возможного развития магматических комплексов основного и кислого состава. По результатам бурения в южной части Предьенейского бассейна выделяется раннекембрийский этап развития базальтоидного вулканизма. Он проявлен в разрезах скважин Вездеходная-4 (лисицинская толща) и, вероятно, в скважине Ярская-1. При этом достаточно надёжные абсолютные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировки получены только по базальтоидам и гранодиоритам скв. Вездеходная-4 (соответственно 52010 и 5422,7 млн лет). Судя по ассоциации вулканогенно-терригенных турбидитов, силицитов и спилитов (разрез скважины Вездеходная-4) подводные излияния этого этапа проходили в сравнительно глубоководной обстановке. Район скважины Вездеходная-4 в это время принадлежал к активной окраине Сибирского континента и располагался в пределах задугового окраинного бассейна [1]. Гранодиориты с ксенолитами базальтов, как и залегающие на них гравелитопесчаники, представляют, по-видимому, фрагмент разреза наиболее раннего периода существования дуги. Задуговый окраинный бассейн на востоке в тыльной, неактивной своей части переходил в эпиконтинентальный эвапоритовый бассейн с корой континентального типа, который был отделен от активной части системой барьерных рифов.

Более поздний этап кембрийского вулканизма характеризуется пёстрым составом вулканитов в скважинах Вездеходная-3, 4, Восток-1, 4. Наряду с базальтами, появляются андезиты, дациты, альбитофиры, кератофиры, трахитоиды, кислые туфы. Сравнительно редкие излияния базальтов проходили в более мелководной обстановке на фоне карбонатной седиментации с появлением пузыристых лав (разрез скважины Вездеходная-3).

На территории ПБ в абсолютном большинстве пройденных по раннепалеозойским отложениям скважин вулканогенный материал устанавливается только в виде примеси дистальной пироклаستيкулы. По палеонтологическим и другим данным удалось достаточно надёжно датировать и сопоставить между собой выделенные лито-стратиграфические подразделения [2]. Так, первый резкий всплеск вулканических событий зафиксирован только во второй половине раннего кембрия и в амгинском веке, тогда как подстилающие отложения венда полностью лишены примеси пироклаستيкулы. Так, в аверинской свите (ботом) появляются мелкие прослои с примесью кислой ультракалиевой пироклаستيкулы (содержание K_2O в них приближается к 14 %). Тонкие прослои пироклаستيкулы кислого состава, отвечающие единичным пеплопадам, зафиксированы среди вышележающих доманиковых отложений пайдугинской свиты (тойонский-раннеамгинский ярус), обладающих замедленным темпом седиментации. Выше, в пуджелгинской свите амгинского яруса в составе примесной пироклаستيкулы и вулканокластик также преобладают обломки кислых эффузивов, их туфов и кварца, но уже появляются и обломки базальтоидов. Время формирования поделгинской свиты (майский век) ознаменовалось сменой характера вулканизма. В нижней подсвите среди пирокластик и вулканокластик резко преобладают обломки риолитов, кислых туфов, трахитоидов, кварца и полевых шпатов различного состава, в то время как в верхней подсвите этот материал сменяется обломками базальтов и плагиоклазами. В вышележающей кондесской свите (позднемайский и раннеаюссоканский века) состав пирокластик и вулканокластик становится смешанным (кислые вулканиды и базальтоиды). И наконец, в шеделгинской свите (позднеаюссоканский-сакский века) вновь начинают резко преобладать обломки базальтов и плагиоклазов.

Менее уверенно выделяется ордовикский магматический этап. Близкие по составу лисицинской толще вулканиды вскрыты на расположенных вблизи южных и западных границ бассейна площадях (Корбыльская, Няргинская, Чачанская). К-Аг методами они датируются поздним ордовиком. При этом надо иметь в виду, что кембрийские вулканиды в скважине Вездеходная-4 подвергались процессам более поздних вторичных преобразований и в данных скважинах не исключен вариант датировки следов этих процессов, а не собственно фаз

магматической активности. Аналогичная ситуация наблюдается также и для вулканитов на Чкаловской площади, расположенной западнее в пределах НВБ (неопубликованные данные В.А. Симонова и др. (ИГМ СО РАН)). По нашему мнению, эти комплексы являются фрагментами единой вулканической зоны раннего палеозоя (кембрий-ордовик), протягивающейся с юга (районы Золотокидатского вулканического района Кузнецко-Алатаусской зоны) на север, примерно до 60° с. ш.

Проявление пермско-триасового траппового магматизма на территории ПБ нашло отражение в разрезах скважины Восток-3 на юге и скважин на Тыньярской и Лекосской площадях на севере, территориально соответствующей южной части Худосейского грабен-рифта. Этот этап магматизма связывается с формированием в пределах Восточной и Западной Сибири Сибирского суперплюма [3]. Для трапповой формации ПБ в целом характерны все те же специфические черты, что установлены для сибирских траппов. Наиболее масштабное проявление трапповой формации зафиксировано в разрезе скважины Лекосская-27, субщелочные базальты которой, судя по возрасту вмещающих аргиллитов относятся к нижнему и среднему триасу. Долериты из силла мощностью 14 м в разрезе скважины Восток-3 по составу относятся к щелочным базальтам и трахибазальтам, а по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -датирования имеют среднепермский возраст (267,82,9 млн. лет). Вулканиты скважины Тыньярская-100 относятся к дацитам и трахидацитам, а комагматичные им граниты к щелочным типам. Вулканиты и субинтрузивные образования из разреза этой скважины датируются прецизионными методами ранней пермью [4].

Нюрольско-Варьеганский палеозойский осадочный бассейн по площади соответствует Нюрольскому, Варьеганскому, Никольскому и Колпашевскому структурно-фациальным районам, на востоке он граничит с описанным выше Предъенисейским бассейном. В строении седиментационного палеобассейна существовали две контрастные фациальные зоны – мелководных карбонатных банок, рифов и разделяющих их депрессионных глубоководных зон. Первыми исследователями бассейна в разрезах силур-каменноугольного возраста была установлена широкая распространенность вулканогенных и гипабиссальных магматических пород. Из пробуренных на территории бассейна параметрических скважин в большинстве были встречены магматические образования, доля которых в разрезах скважин варьирует от 5 до 35% [5]. Вулканогенные породы представлены преобладающими основными, а также средними и кислыми типами. В отличие от кислых разностей основные эффузивы в разрезах скважин в меньшей степени имеют пирокластическое сопровождение.

В последние годы появились новые данные по абсолютному возрасту магматических образований НВБ, полученные прецизионными методами. При этом установление пермо-триасового возраста одного из силлов в разрезе скв. Майзасская-1 [6], залегающего среди осадочных пород силурийского возраста послужило поводом для постановки вопроса о существовании в этом бассейне, как и в ЗСГ в целом, эффузивно-осадочных страгонов среднепалеозойского возраста [7]. На наш взгляд, близость скв. Майзасская-1 и в целом всего НВБ к Колтогорско-Уренгойскому рифту предопределяет широкое распространение интрузивных траппов в любых породах палеозойского возраста этого бассейна. Вместе с тем, благодаря прецизионным пермо-триасовым датировкам Межовского массива [8, 9], доказанным становится связь этого крупного гранитного батолита с Сибирским суперплюмом.

Литература

1. Конторович А.Э., Сараев С.В., Казанский А.Ю., Каштанов В.А., Конторович В.А., Пономарчук В.А., Тищенко В.М., Филиппов Ю.Ф. Новый терригенно-вулканогенный разрез кембрия и положение Западной границы Сибирской платформы (по материалам параметрического бурения на Вездеходной площади, Томская область) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, №7. С. 1022–1031.
2. Филиппов Ю.Ф., Сараев С.В., Коровников И.В. [2014] Стратиграфия и корреляция кембрийских отложений Предъенисейского осадочного бассейна Западной Сибири» // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 5–6. С. 891–905.
3. Добрецов Н.Л. Пермьтриасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН, 1997. Т. 354, № 2. С. 220–223.
4. Иванов К.С., Ерохин Ю.В., Ронкин Ю.Л., Хиллер В.В., Родионов Н.В., Лепихина О.П. [2012] Первые сведения о раннепротерозойском сиалическом фундаменте на востоке Западно-Сибирской платформы (результаты исследования Тыньярского риолит-гранитного массива) // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. № 10. С. 1304–1321.

5. Алексеева М.А. Палеозойские магматические породы юго-запада Томской области. // Перспективы нефтегазоносности юго-востока Западной Сибири. Новосибирск, 1980. С. 68–80.
6. Симонов В.А., Клец А.Г., Ступаков С.И. Базальтовые комплексы в фундаменте Западно-Сибирского осадочного бассейна (данные по параметрической скважине Майзасская-1) // Фундамент, структуры обрамления Западно-Сибирского мезозойско-кайнозойского осадочного бассейна, их геодинамическая эволюция и проблемы нефтегазоносности. Тюмень; Новосибирск, 2008. С. 197–201.
7. Сенников Н.В., Елкин Е.А., Краснов В.И., Бахарев Н.К., Изох Н.Г., Кавешников А.Е., Каныгин А.В., Клец А.Г., Обут О.Т. Стратиграфия и литология палеозойских отложений центральных районов Западно-Сибирского НГБ. Там же. С. 187–189.
8. Федосеев Г.С., Смирнов Л.В., Клец А.Г., Парначев В.П., Татьяна Г.М. Геохимические особенности магматитов доюрского фундамента в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты. Там же. С. 210–214.
9. Клец А.Г., Сараев С.В., Конторович В.А. Микроконтиненты в структуре северного сектора Палеоазиатского океана (Западная Сибирь) // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Иркутск Изд-во ИЗК СО РАН, 2005. Т. 1. С. 117–120.

ВНУТРИПЛИТНЫЕ БАЗАЛТЫ И СТРАТИГРАФИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ПЛИТЫ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА И ПАЛЕО-ПАЦИФИКИ

Сафонова И. Ю.

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

Внутриплитные океанические базальты представляют собой важные геологические объекты, изучение состава, структурного положения и возраста которых позволяет проследить полную эволюцию палеоокеанов. Базальты слагают океанические поднятия, т.е. острова, симаунты (подводных гор) и плато, образованные в условиях океана вне связи с магматизмом срединно-океанических хребтов или зон субдукции. Их образование часто связывают с действием мантийных плюмов [1, 2]. В процессе субдукции океанической коры океанические поднятия либо субдуцируются вместе с корой в мантию, либо аккрецируются к конвергентным окраинам и входят в состав орогенов аккреционного типа вместе с другими элементами стратиграфии океанической плиты (Oceanic Plate Stratigraphy; OPS). OPS представляет собой закономерные и устойчивые ассоциации магматических и осадочных пород, которые соответственно изливались или отлагались на океаническом дне по мере того, как океаническая плита двигалась от срединно-океанического хребта в сторону зоны субдукции, и включает океанические осадочные и магматические породы верхней части океанической литосферы. Главными типами OPS являются отложения (снизу-вверх) (1) океанического дна (пелагические осадки кремни, MORB, дайковый комплекс, габбро, ультрамафиты); (2) океанического склона, шельфа – гемипелагические кремнистые сланцы и алевролиты; (3) преддугового жёлоба – песчаники, турбидиты, конгломераты [2, 3].

Внутриплитные океанические базальты встречаются практически во всех аккреционных комплексах ЦАСПа и западной Пацифики, включающих ассоциации OPS разного возраста, которые несут информацию об эволюции Палеоазиатского океана (поздний неопротерозой–пермь), Палео-Пацифики (пермь–ранний мел) и современной Пацифики (поздний мел–кайнозой). В составе OPS базальты типа OIB ассоциируют с пелагическими и гемипелагическими тонкозернистыми осадками основания острова, карбонатно-вулканогенными и другими эпикластическими склоновыми отложениями и известняками карбонатной «шапки». OIB, как правило, находятся в основании стратиграфических разрезов и иногда подстилаются базальтами типа MORB. Авторами были изучены следующие АК. Поздний неопротерозой – кембрий (ЦАСП): Ока, Ильчир, Куртушиба, Агардаг, Таннуол, Озерный, Джида, Баянхонгор, Курай, Катунь и Засурья. Ордовик–ранний карбон (ЦАСП): Тангбале, Майиле, Дарбут, Карамай, Кокшааль и Чара. Средний карбон–пермь (ЦАСП и ЗП): Бейшань и Ондор-Сум (ЦАСП); Акиоши-Хабаровск, Мино-Самарка (ЗП). Мезозой: Чичибу (Тауха), Киселевка-Манома, Найзава, Шиманто и Смагинский АК (ЗП) [2].

Базальты типа OIB и OPB присутствуют практически во всех АК ЦАСП и ЗП. Они представлены щелочными, переходными и толеитовыми разностями ($\text{SiO}_2 = 44\text{--}54$ мас. %). При этом базальты всех групп имеют сходные характеристики породообразующих элементов: $\text{TiO}_2 = 1,5\text{--}4,2$, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 9\text{--}19$, $\text{MgO} = 3\text{--}9$, $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})} = 4\text{--}10$ и $\text{P}_2\text{O}_5 = 0,13\text{--}1,0$ мас. %. Главными признаками являются повышенные концентрации TiO_2 (1,5–3,3 мас. %) и, как следствие, низкие $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ ($< 8,5$). На диаграммах Мияширо точки составов ложатся как в поле толеитов, так и абиссальных вулканитов, предполагая различные условия плавления и кристаллизации. Концентрации редких элементов более вариабельные. В среднем низкие содержания Ni и Cr (85 и 180 г/т соответственно) и невысокие MgO предполагают «не примитивный» (evolved) характер исходных расплавов. Положительные корреляции (0,52) между MgO и Ni вероятно связаны с фракционированием оливина и пироксена. С точки зрения редких элементов ключевыми диагностическими признаками OIB являются высокие концентрации Nb (13–130 г/т) и легких REE ($\text{La}_{\text{Ncp}} = 62$), а также фракционированные тяжелые REE ($\text{Gd}/\text{Yb}_n > 1$). Соответственно базальты типа OIB характеризуются низкими $\text{Th}/\text{Nb}_{\text{pm}}$ и $\text{La}/\text{Nb}_{\text{pm}}$ (< 1) и отношениями Zr/Nb от 1,8 до 14, т.е. такими, как в современных OIB, например, Императорско-Гавайской цепи симаунтов и островов [4]. OIB из изученных АК характеризуются обогащенными LREE спектрами редкоземельных элементов: $\text{La}/\text{Yb}_n = 6,0$, $\text{La}/\text{Sm}_n = 2,0$, $\text{Gd}/\text{Yb}_n = 2,0$ (средние по ~ 200 анализам). Eu/Eu^* варьирует от 0,67 до 2,6 (в среднем – 1,01). Для большинства мульти-компонентных диаграмм, нормированных по примитивной мантии, характерно наличие положительной аномалии по Nb по отношению к La и Th: $\text{Nb}/\text{La}_{\text{pm}} = 1,0\text{--}1,9$ и $\text{Nb}/\text{Th}_{\text{pm}} = 1,02\text{--}2,7$. Отрицательные пики по Ti могут свидетельствовать о фракционировании совместимых с Ti глубинных минералов, на пример, рутила и перовскита [5]. Отношения Ti/Zr варьиру-

ют от 30 до 239, предполагая различный состав или условия плавления мантийного источника и/или степени фракционирования титаномагнетита.

Данные моделирования условий плавления по составу выкрапленников оливина и пироксена и изучения состава и температур гомогенизации расплавных включений в фенокристах клинопироксена свидетельствуют о довольно высоких температурах кристаллизации расплавов ОИВ типа: от 1100 до 1250 °C ACs [6, 7]. Моделирование плавления различных мантийных источников показало, что материнские расплавы для большинства ОИВ образовались при низких до средних степенях плавления (1–10 %) гранатового перидотита или шпинелевого перцолита [6, 8–10].

Во многих аккреционных комплексах ЦАСП и ЗП внутриплитные океанические базальты всех трех групп представлены разностями, в разной степени обогащенными некогерентными элементами, в первую очередь легкими REE и Nb. Широкие вариации этих элементов в ОИВ могут быть связаны с гетерогенностью верхней мантии, ее метасоматизмом, различными глубинами мантийных источников и различными степенями их плавления. Базальты типа ОИВ образуются при плавлении гетерогенной колонны мантийного плюма, прожигающего движущуюся над ним океанскую литосферу разного возраста и, следовательно, разной мощности. За счет растущей мощности океанской литосферы происходит «укорачивание» колонны плюма и, следовательно, уменьшение степени плавления, что приводит к меньшему вовлечению в расплав деплетированного верхнемантийного материала [4].

Таким образом, внутриплитные океанические базальты встречаются в аккреционных комплексах Алтае-Саянской области, восточного Казахстана, Киргизского Тянь-Шаня, северо-западного и северо-восточного Китая, Монголии, Дальнего Востока России и Японии и фиксируют проявление океанического плюмового магматизма. Широкое распространение внутриплитных океанических базальтов в АК ЦАСП и ЗП предполагает непрерывный плюмовый магматизм в период около 800 млн. лет (от позднего неопротерозоя до кайнозоя). Максимум проявления плюмового магматизма приходится на поздний неопротерозой-кембрийский и меловой периоды, в течение которых произошли самые объемные излияния базальтовых магм с внутриплитными геохимическими характеристиками, включая несколько океанических плато, возможно связанные с двумя суперплюмами: Азиатским (неопротерозой) и Тихоокеанским (мел), которые действовали в Палеоазиатском океане и Палео-Пацифике соответственно [2]. Минимум плюмовой активности в Палеоазиатском океане пришелся на период с позднего ордовика до раннего девона, что может быть связано как с затуханием плюмовой активности, так и с тектонической эрозией образований активных окраин, включая и аккреционные комплексы с образованиями OPS, на конвергентных окраинах Казахстанского и Таримского континентов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00313) и МПГК ЮНЕСКО (проект № 592 «Образование континентальной коры Центральной Азии» - Project#592 IGCP, IUGS-UNESCO “Continental Construction in Central Asia”).

Литература

1. Hofmann A.W. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism // Nature. 1997. V. 385. P. 219–229.
2. Safonova I., Santosh M. Accretionary complexes in the Asia-Pacific region: Tracing archives of ocean plate stratigraphy and tracking mantle plumes // Gondwana Research. 2014. Vol. 25. P. 126–158.
3. Kusky T., Windley B., Safonova I., Wakita K., Wakabayashi J., Polat A., Santosh M. Recognition of Ocean Plate Stratigraphy in accretionary orogens through Earth history: A record of 3.8 billion years of sea floor spreading, subduction, and accretion // Gondwana Research. 2013. Vol. 24. P. 501–547.
4. Regelous M., Hofmann A.W., Abouchami W., Galer S.J.G. Geochemistry of lavas from the Emperor seamounts, and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma // J. Petrology. 2003. Vol. 44, N. 1. P. 113–140.
5. Polat A., Kerrich R., Wyman D. Geochemical diversity in oceanic komatiites and basalts from the late Archean Wawa greenstone belts, Superior Province, Canada: trace element and Nd isotope evidence for a heterogeneous mantle // Precambrian Res. 1999. V. 94 P. 139–173.
6. Сафонова И.Ю., Симонов В.А., Буслов М.М., Ота Ц., Маруяма Ш. Неопротерозойские базальты Палеоазиатского океана из Курайского аккреционного клина (Горный Алтай): геохимия, петрогенезис, геодинамические обстановки формирования // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 4. С. 335–356.

7. Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Симонов В.А., Изох А.Э., Комия Ц., Курганская Е.В., Оно Т. Геохимия, петрогенезис и геодинамическое происхождение базальтов из катунского аккреционного комплекса Горного Алтая (Юго-Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 4. С. 541–567.

8. Safonova I.Y., Sennikov N.V., Komiya T., Bychkova Y.V., Kurganskaya E.V. Geochemical diversity in oceanic basalts hosted by the Zasukh'ya accretionary complex, NW Russian Altai, Central Asia: Implications from trace elements and Nd isotopes // Journ. of Asian Earth Sci. 2011. Vol. 42. N 3. P. 191–207.

9. Safonova I.Yu., Simonov V.A., Kurganskaya E.V., Obut O.T., Romer R.L., Seltmann R. Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture-shear zone, East Kazakhstan: Geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting Original Research Article // Journ/ of Asian Earth Sci. 2012. Vol. 49. P. 20–39.

10. Safonova I., Biske G., Romer R.L., Seltmann R., Simonov V., Maruyama S. Middle Paleozoic mafic magmatism and ocean plate stratigraphy of the South Tianshan, Kyrgyzstan // Gondwana Research. 2016. Vol. 30. P. 236–256.

ДЕВОНСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ И ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ ОКЕАНИЧЕСКОЙ СТРАТИГРАФИИ КИРГИЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Сафонова И. Ю.¹, Симонов В. А.¹, Бискэ Ю. С.²

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
inna03-64@mail.ru

²Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург

Тянь-Шанский позднепалеозойский ороген расположен в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса и простирается по территориям Казахстана, Узбекистана, Таджикистана, Кыргызстана и Китая. Он образовался в результате закрытия южной ветви Палеоазиатского океана, который разные группы исследователей называют Туркестанским или Южно-Тяньшанским океаном [1–3]. Мы представляем результаты детальных геохимических исследований (породообразующие и редкие элементы, изотопия Nd, Sr и Pb) среднепалеозойских основных вулканических и субвулканических пород, входящих в состав аккреционных комплексов Ферганы (ФГ) и Атбаши-Кокшаала (АК) Кыргызского Тянь-Шаня, являющегося южной частью Тянь-Шанского орогена [4]. Особое внимание уделено взаимоотношениям между магматическими и осадочными породами – элементами стратиграфии океанической плиты (Ocean Plate Stratigraphy, OPS) [5]. Ассоциации OPS были обнаружены на участках Майлисай (ФГ), Сарыбулак, Ташрабат, Кында, Кайнар и Учкель (АК) Кыргызского Тянь-Шаня. Они включают пелагические кремни, хемипелагические кремнистые сланцы и алевролиты, турбидитовые песчаники, мелководные карбонаты и вулканиты основного состава. Вулканические породы Тянь-Шаня ассоциируют с кремнями и осадками характерными для океанических поднятий (симаунтов, островов) – рифовыми карбонатами, карбонатной брекчией, алевропесчаниками (рис. 1, а, б). Возраст осадочных пород варьирует от позднего силура до раннего карбона, но возраст большинства вулканических пород, ассоциирующих с осадками OPS с микрофауной, ограничивается девоном (см. рис. 1, а).

Вулканические породы представлены базальтами, долеритами и габбро, имеющими соответственно афировую, интерсертальную, долеритовую микролитовую, пойкилоофитовую и порфиоровую структуры и массивную или миндалекаменную текстуры (см. рис. 1, в). По составу породообразующих и редких элементов они близки к базальтам типа OIB и, в меньшей степени, к базальтам типа MORB. Первые ассоциируют с кремнями, кремнистыми сланцами, карбонатной кластикой и карбонатами, а вторые – с пелагическими кремнями и хемипелагическими кремнистыми аргиллитами. Базальты типа OIB обогащены TiO₂, легкими REE (La/Sm_n = 1,9) и Nb (Zr/Nb_{av} = 10) и характеризуются дифференцированными тяжелыми REE (Gd/Yb_n = 2,0), низкими и средними значениями εNd (~5,7 в среднем) и четкими положительными аномалиями Nb относительно Th и La на мульти-компонентных спектрах, нормированных по примитивной мантии (Nb/Th_{pm} = 1,3, Nb/La_{pm} = 1,1).

Широкий разброс содержаний MgO и наличие фенокristов во многих образцах предполагают фракционную кристаллизацию. Большинство базальтов типа OIB (кроме базальтов типа MORB Сарыбулака и единичных образцов Кынды и Кайнара) характеризуется высокой степенью дифференциации тяжелых REE (рис. 2) и средними до низких εNd, что соответствуют обогащенным мантийным источникам, подобным таковым для базальтов Императорско-Гавайской цепи симаунтов. По соотношениям Gd/Yb_n vs. Al₂O₃/TiO₂ (см. рис. 2) и Sm/Yb_n vs. Nb/La_n базальты типа OIB соответствуют базальтам Гавайской горячей точки, а базальты Сарыбулака - MORB и островодужным сериям, предполагающим различные мантийные источники, но близкие степени плавления характерные для мантийного клина и обстановки океанического спрединга.

Для более точного определения типа мантийного источника и степени его плавления было проведено моделирование в системах Nb-Yb и La-Sm-Lu-Hf. Отношения Nb/Yb определяются модальным составом мантийного источника. Результаты моделирования немодального плавления порцией или группового плавления (non-modal batch melting) в системе Nb-Yb показали, что вулканические породы OIB типа могли образоваться при плавлении 1–5 % примитивного мантийного перидотита, содержащего от 1 до 5 % граната, или шпинелевого лерцолита. Вулканиты Сарыбулака, вероятно, выплавлялись при 10–15 % плавления деплетированного мантийного источника мантийного клина близкого по составу к поддуговому гарцбургиту. Результаты моделирования в системе La/Sm - Lu/Hf показали похожие результаты: образование базальтов типа OIB типа при плавлении 2–7 % гранатового перидотита (1–10% граната), а вулканитов Сарыбулака при плавлении 10–20 % шпинелевого лерцолита или гарцбургита. Данные моделирования соответствуют данным по изотопии Nd, предполагающим образование базальтов типа OIB из обогащенных источников, а базальтов типа MORB (Са-

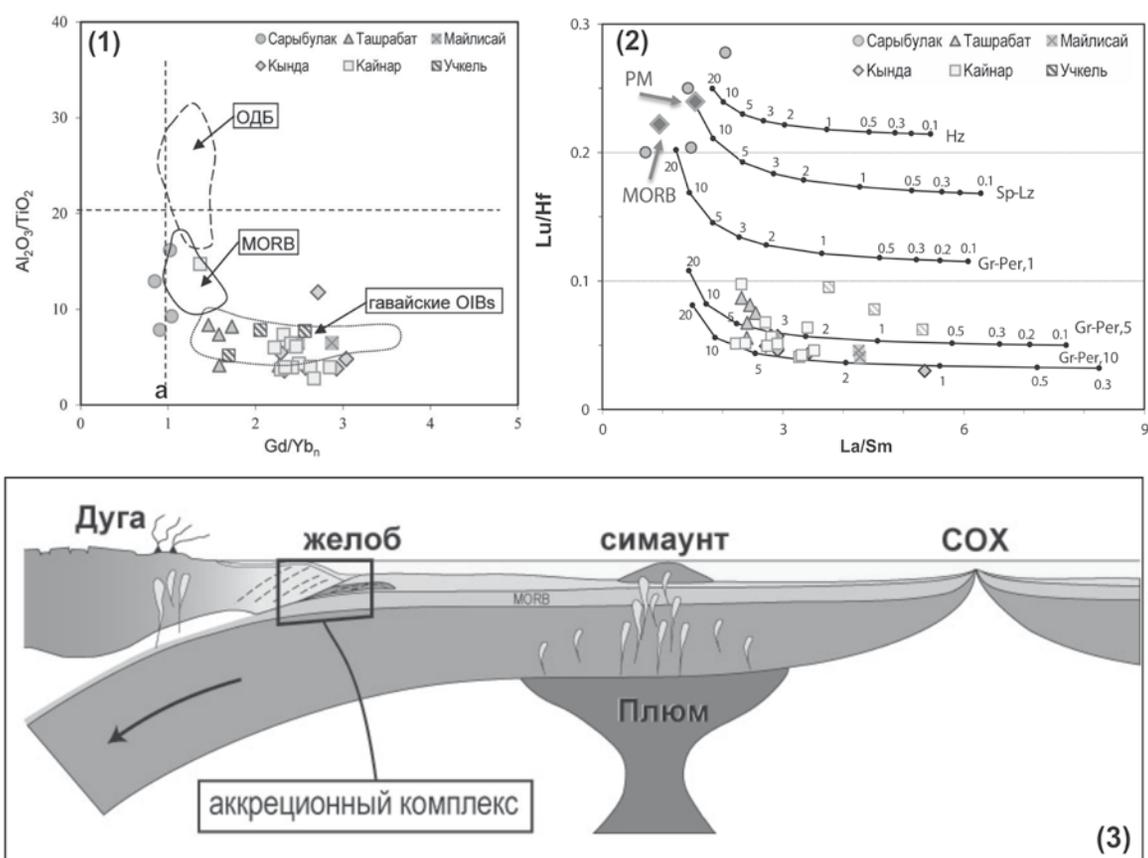


Рис. 1–3. Геохимическая характеристика и модель образования основных пород из шести комплексов OPS Киргизского Тянь-Шаня (из [4, 5] с изменениями):

(1) График $Gd/Yb_n - Al_2O_3/TiO_2$, иллюстрирующий два типа мантийных источников: деплетированный (для MORB) и обогащенный (для OIB); OIB – островодужные базальты. (2) График $La/Sm - Lu/Hf$, иллюстрирующий плавление разных типов мантийных источников: Sp-Lz – шпинелевый лерцолит, Gr-Per – гранатовый перидотит (с содержанием граната 1, 5 и 10 %), PM – примитивная мантия. (3) Схема субдукции океанической литосферы и аккреции симаунтов к конвергентной окраине

рыбулак) из деплетированных. Соотношения изотопов Sr свидетельствуют о привносе радиогенного Sr, возможно из-за излияния базальтов в подводных условиях, что подтверждается их ассоциацией с осадочными породами OPS. В целом, изотопно-геохимические данные для большинства вулканитов свидетельствуют об их образовании под воздействием мантийного плюма (рис. 3) [4, 6].

Геологические, литологические, геохронологические и изотопно-геохимические данные в совокупности показали, что породы OIB типа из комплексов OPS Майлисай, Ташрабат, Кында, Кайнар и Учкель изливались во внутриплитных океанических обстановках, вероятно связанных с горячей точкой Гавайского типа или мантийным плюмом, действовавшим в течение всего девона (см. рис. 3). Лавы типа MORB Сарыбулака образовались в обстановке срединно-океанического хребта и представляют собой либо фрагмент океанического дна, либо основание океанического острова. Кроме основных лав разрез OPS Кайнара включает 15–20 % риодацитов, предполагающих горячую точку Исландского типа, действовавшую в раннем-среднем девоне. Широкий возрастной интервал лав типа OIB и их доминирующий характер в разрезах OPS Киргизского Тянь-Шаня, а также географически протяженная область их проявлений позволяют предположить достаточно зрелую и, следовательно, мощную океаническую литосферу, на которую они изливались, и соответственно достаточно большой океанический бассейн, существовавший между Таримским и Казахстанским континентами в период с силура до раннего карбона. Таким образом, толщи OPS с базальтами OIB образовались в Туркестанском океане в девонское время, в пределах одной или нескольких цепочек симаунтов или океанических островов, которые в серпуховское-башкирское время были аккретированы к активной окраине Казахстанского континента (см. рис. 3).

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 16-05-00313) и МПГК ЮНЕСКО (проект № 592 «Образование континентальной коры Центральной Азии» – Project#592 IGCP, IUGS-UNESCO “Continental Construction in Central Asia”).

Литература

1. Буртман В.С. История и геодинамика палеоокеанических бассейнов Тянь-Шаня, Памира и Тибета в фанерозое // Геотектоника. 2010. Т. 4, № 5. С. 22–40.
2. Biske Yu.S., Seltmann R. Paleozoic Tian-Shan as a transitional region between the Rheic and Urals-Turkistan oceans // Gondwana Research. 2010. Vol. 17. P. 602–613.
3. Xiao W.J., Windley B.F., Allen M., Han C.M., 2013. Paleozoic multiple accretionary and collisional tectonics of the Chinese Tianshan orogenic collage // Gondwana Research. Vol. 23. P. 1316–1341.
4. Safonova I., Biske G., Romer R.L., Seltmann R., Simonov V., Maruyama S. Middle Paleozoic mafic magmatism and ocean plate stratigraphy of the South Tianshan, Kyrgyzstan // Gondwana Research. 2016. Vol. 30. P. 236–256.
5. Isozaki Y., Maruyama Sh., Fukuoka F. Accreted oceanic materials in Japan // Tectonophysics. 1990. Vol. 181. P. 179–205.
6. Safonova I., Santosh M. Accretionary complexes in the Asia-Pacific region: Tracing archives of ocean plate stratigraphy and tracking mantle plumes // Gondwana Research. 2014. Vol. 25. P. 126–158.

**К ПОИСКАМ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
В АКШАТАУ-КОНЫРАТСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ (КАЗАХСТАН)
НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ**

**Сейтмуратова Э. Ю., Аршамов Я. К., Жунусов А. А., Горяева В. С., Баратов Р. Т.,
Даутбеков Д. О., Токшилыкова Ж. Б.**

*Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева, г. Алматы, Республика Казахстан
seimuratova@mail.ru*

В настоящее время в сырьевой базе медных месторождений мира все большее и большее значение приобретают медно-порфировые месторождения.

В результате проведенных многочисленных исследований, медно-порфировых месторождений мира и Казахстана этот геолого-промышленный тип (ГПТ) медных месторождений хорошо изучен [1–18; и др.]. Поэтому в настоящее время по медно-порфировым месторождениям накопилось весьма значительное количество фактических данных, которые вполне позволяют создать обоснованную модель типового медно-порфирового месторождения [4–9; 12–17; и др.].

При рассмотрении же разработанных моделей медно-порфировых месторождений фанерозойских складчатых поясов, к каковым относятся месторождения медно-порфирового типа территории СНГ – Сорское, Бошекуль, Конырат, Коксай, Актогайская и Алмалыкская группы и др., обращает на себя внимание их более сложный характер [1, 2, 4, 6–8; и др.]. Это обусловлено, в первую очередь, полициклическим развитием фанерозойских складчатых областей, характеризующихся длительной и сложной эволюцией магматизма.

Тем не менее сравнительный анализ основных факторов рудоносности проявлений медно-порфирового оруденения Балхашского района с факторами локализации оруденения данной рудной формации, разработанными на примерах ведущих месторождений Мира мезо-кайнозойских ВПП (Чукикамата 15 млн т, Cu 1,78 %; Эль-Сальвадор 5,6 млн т, Cu 1,5 %; Бинхем 7,5 млн т, Cu 0,75 %; Вэлли-Коппер 4,3 млн т, Cu 0,46 % и др.) [13–18; и др.], показывает почти полную их аналогичность.

Проведенные авторами статьи при Геологическом доизучении масштаба 1:200 000 (ГДП-200) сбор, обобщение и анализ материалов по геологии и металлогении меди Акшатау-Коньратского рудного района, непосредственно прилегающего к Балхашскому горно-металлургическому комбинату, показали высочайший уровень его геологической, геохимической, геофизической, радиометрической и поисковой изученности [10; и др.]. Естественно, что большая часть из многочисленных работ, приведенных в главе «Изученность...» отчета по ГДП-200, была ориентирована на поиски месторождений меди, так как укрепление сырьевой базы Балхашского ГМК всегда являлось важнейшей задачей геологической службы этой провинции и имело первостепенное значение.

Поэтому на территории Балхашского рудного района выявлено большое количество месторождений, рудопроявлений и пунктов минерализации, включающих многие виды полезных ископаемых. В отчете по ГДП-200 по описываемой территории в кадастр внесена информация по 350 объектам. Анализ этих материалов показывает, что для района отчетливо просматривается прежде всего медный профиль оруденения, на который приходится 81 проявление (разноранговых месторождений – 9, рудопроявлений – 28, пунктов минерализации – 44) [10].

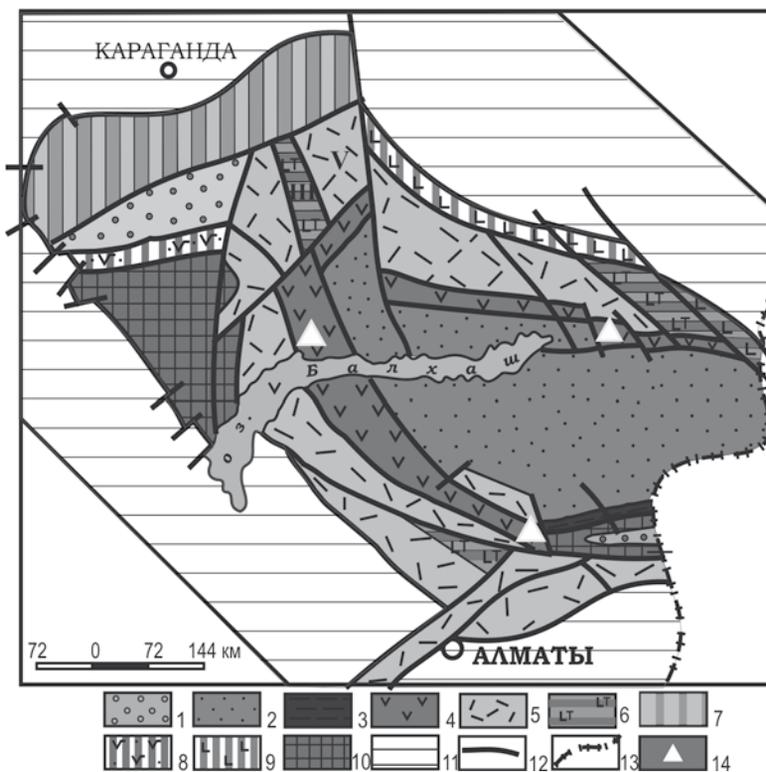
Сопоставление всех медных проявлений с известными факторами рудоносности эталонных медно-порфировых месторождений показало, что большая часть месторождений и проявлений меди района относится к ведущему – медно-порфировому геолого-промышленному типу. В результате использования коэффициентов интенсивности и экстенсивности проявления 81-го меднорудного объекта Акшатау-Коньратского района выделено 13 рудных узлов, зон и участков, размещающихся по всей его территории, что можно видеть на карте закономерностей размещения полезных ископаемых м-ба 1:500 000, листов L-43-III, IV, IX, X отчета по ГДП-200 [10].

Из числа выделенных 13 перспективных меднорудных объектов только шесть имеют четкую Cu и Cu-Mo специализацию. Остальные характеризуются полиэлементной (Au-Cu-Mo, Au-Cu-W, Cu-Pb) специализацией. К этим зонам относятся: Шыбыкская, Северная, Аузбақы-Каскырмазган-Кенькудукская; Шозек-Борлы-Карабасская, Коньратская, Южно-Токрауская [10].

Внимательное рассмотрение размещения рудных зон медно-молибденовой специализации Акшатау-Коньратского района показывает локализацию их всех во внутренних приграничных участках Котырассанской

Рис. 1. Схема структурно-формационного районирования герцинской Жонгаро-Балхашской складчатой системы [10]:

1–3 – Жонгаро-Балхашский окраинный палеобассейн: 1 – внешний шельф, 2 – внутренний шельф, 3 – глубоководные впадины, 4 – окраинно-континентальный каменноугольный Тасты-Кусак-Котырасан-Алтынэмельский вулканоплутонический пояс (ВПП), 5 – внутриконтинентальный каменноугольно-пермский Балхаш-Илийский ВПП, 6 – Жантауская, Восточно-Баканаская и Илийская структуры типа континентальных рифтов пермского времени с субшелочным магматизмом; 7 – гаменноугольная успешная тафрогенная структура типа континентальных рифтов; 8 – Акжал-Аксоранская рифтогенная структура франского времени; 9 – шовная магматическая зона структуры со средне-основным вулканизмом; 10 – блоки Актау-Жонгарского микроконтинента; 11 – каледонские структуры обрамления герцинской ЖБСО; 12 – глубинные разломы и границы СФЗ; 13 – государственная граница; 14 – промышленные медно-порфировые месторождения (Актагская группа, Конырат, Коксай)



СФЗ, являющейся субмеридиональным звеном окраинно-континентального каменноугольного Тасты-Кусак-Котырасан-Алтынэмельского окраинного вулканоплутонического пояса (ВПП) (см. рисунок) [10]. Ранее этой закономерности не уделялось должного внимания.

Авторам представляется, что, исходя из указанной высокой степени опоскованности района и широкого распространения медно-порфировых проявлений в нём, постановка новых поисковых работ для выявления промышленно-значимых медно-порфировых объектов остаётся всё ещё актуальной. Однако, будущие работы следует ориентировать в двух направлениях [11]. **Во-первых**, необходимо проведение дополнительных работ поисково-разведочного (больше разведочного) характера с целью дооценки известных объектов на глубину и с возможной переоценкой их флангов. Главной теоретической предпосылкой для работ по первому направлению является все чаще появляющиеся в литературе данные, подтверждающие идеи о многоярусном проявлении оруденения в вулканогенных эпиптермальных месторождениях [3, 6, 17; и др.]. **Во-вторых**, поисковые работы по выявлению промышленных медно-порфировых месторождений в Северном Прибалхашье должны быть ориентированы на поиски новых объектов, скрытых под чехлом рыхлых отложений [11].

Несоответствие между высокой оценкой перспективности Акшатау-Коныратского рудного района в свете разработанных многими исследователями рудоконтролирующих факторов медно-порфировых месторождений и низкой эффективностью их обнаружения при проведении огромного объема поисковых работ остаётся никак необъяснимым парадоксом. Доизучение многих рудопоявлений и мелких месторождений на глубину и по периферии с новых позиций и продолжение поисковых работ на площадях, закрытых чехлом рыхлых отложений, имеющих подобное Коныратскому рудному полю геологическое строение, должны привести к выявлению промышленных медно-порфировых месторождений, рентабельных для эксплуатации в современных рыночных условиях.

Литература

1. Аршамов Я.К. Медно-порфировое оруденение позднепалеозойских вулканоплутонических поясов Жонгаро-Балхашской складчатой области: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Алматы, 2010. С. 29.
2. Бекжанов Г.Р. Глубинные структуры и медно-порфировое оруденение Джунгаро-Балхашской складчатой системы. Алма-Ата, 1984. 232 с.
3. Волков А.В. О многоярусном эпиптермальном оруденении // Докл. РАН. 2003. Т. 391, № 2. С. 219–222.

4. Колесников В.В. Жуков Н.М., Солодилова В.В. и др. Медно-порфировые месторождения. Серия: Балхашский сегмент. Алма-Ата: Наука, 1986. 200 с.
5. Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М. 1983.
6. Кривцов А.И., Сергейко Ю.А., Кадырбеков Л.У., Мигачев И.Ф., Сальников А. Е. Прогрессивные технологии оценки и разведки медно-порфировых месторождений. Алма-Ата: 1987. 215 с.
7. Павлова И.Г. Медно-порфировые месторождения. Л., 1978. 275 с.
8. Попов В.С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. М., 1977. 201 с.
9. Рудные формации вулканоплутонических поясов Дальнего Востока (генетические типы и закономерности размещения). М., 1989. 232 с.
10. Сейтмуратова Э.Ю., Ляпичев Г.Ф. и др. Геологическое доизучение Коунрад-Акчатауского рудного района масштаба 1:200000 территории листов L-43-III, IV, IX, X // Отчет. Фонды ИГН. 2000. Алматы. I т. 448 с., II т. 435 с., III т. 217 с., IV т. 229 с., V т. 218 с.
11. Сейтмуратова Э.Ю., Жунусов А.А., Аршамов Я.К., Сайдашева Ф.Ф. и др. Перспективные направления поисков промышленных медно-порфировых месторождений в Акшатау-Коныратском рудном районе // Изв. Нац. Акад. наук Республики Казахстан. Сер.: Геологии и технических наук. 2013. №3 (399). С. 24–35.
12. Медно-рудные формации МНР / Сотников В.И., Берзина А.П., Жамсран М. и др. Новосибирск: Наука, 1985. С. 24–35.
13. Hedenquist, J.W., Arribas, A., Jr., and Reynolds, T.J. Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southeast-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines // ECONOMIC GEOLOGY. 1998. Vol. 93. P. 373–404.
14. Lowell J.D., Guilbers T.M. Lateral and vertical alteration mineralization zoning in porphyry ore deposits // Econ. Geol. 1970. Vol. 65, N 4. P. 373–409.
15. Titley S.R. Geological characteristics and environment of some porphyry copper occurrences in the Southwestern Pacific // Econ. Geol. 1975. Vol. 70, N 3. P. 449–513.
16. Sillitoe R.H. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits // Econ. Geol. 1972. Vol. 67, N 2. P. 184–197.
17. Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal gold deposits in the circum-Pacific region // Australian Journ. of Earth Sci. 1997. Vol. 44. P. 373–388.
18. Sillitoe R.H. Porphyry copper systems // Economic Geology. 2010. Vol. 105. P. 3–41.

ПРОБЛЕМНЫЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ И ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ

Сенников Н. В.^{1,2}, Обут О. Т.^{1,2}, Лыкова Е. В.¹, Тимохин А. В.¹

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН им. А.А. Трофимука, г. Новосибирск
stnnikovnv@ipgg.sbras.ru

²Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск

1. Несмотря на длительную историю изучения и достигнутые успехи в биостратиграфии ордовика западной части Алтае-Саянской складчатой области остается много нерешенных проблем. Часть таких проблем носит системный характер – практически полное прекращение геолого-съёмочных работ, резкое снижение финансирования на специальные тематические биостратиграфические исследования, сокращение числа геологических организаций и их кадрового потенциала научных работников и др. Другие проблемные вопросы, появившиеся относительно недавно, или «выпавшие» из поля зрения региональных исследователей, требуют к себе пристального внимания и могут быть решены в ближайшей перспективе. Приведем в тезисной форме только некоторые из них.

А) Расчленение ордовикских отложений в Прителецкой части Уйменско-Лебедской фациальной зоны Горного Алтая. Выделяемые там нерасчлененные отложения стретинской серии и гурьяновской свиты, а также отложения чеборской свиты требуют кардинального пересмотра. Нашими наблюдениями установлено, что в этой части Алтая можно выделять ордовикские серо-цветные терригенные образования как аналоги карасинской свиты северной и западной части Уйменско-Лебедской фациальной зоны.

Распространенные в Прителецком районе ордовикские пестро-красноцветные, преимущественно терригенные (с незначительным количеством карбонатных) образования, рассматриваемые там как аналоги гурьяновской и чеборской свит, требуют современного палеонтологического и биостратиграфического переизучения. В последние годы авторами настоящего сообщения палеонтологические остатки (трилобиты, остракоды, брахиоподы, наутилоидеи, мшанки, ихнофоссилии и др.) найдены там в различных точках наблюдений.

Б) Расчленение ордовикских отложений в северной части Ануйско-Чуйской фациальной зоны Горного Алтая. Палеонтологически охарактеризованы в этой части Алтая только специфичные грубообломочные терригенно-карбонатные верхнеордовикские образования – булухтинская свита и подстилающая ее ханхаринская свита. Следует рассмотреть вопрос о валидности булухтинской свиты, являющейся в значительной степени литологическим аналогом техтеньской свиты и занимающей хроностратиграфическое положение нижней ее половины.

Имеющиеся в северной части Ануйско-Чуйской фациальной зоны пока без какой-либо «по-свитной разбивки» достаточно мощные терригенные серо-цветные толщи, относимые условно к ордовику, изучены крайне недостаточно.

В) Требуется доизучение и ревизия палеонтологического материала по бентосным сообществам, особенно, по широко распространенным и используемым для внутрорегиональных сопоставлений, сообществам трилобитов и брахиопод. Начатые в последние годы авторами настоящего сообщения такие работы показывают высокую перспективность этого направления.

Г) До сих пор в зональной конодонтовой шкале ордовика западной части Алтае-Саянской складчатой области нет полной последовательности зон и многие из стратиграфических интервалов, даже при наличии в них перспективных для нахождения остатков этой фаунистической группы карбонатных тел, пока конодонтами не охарактеризованы.

Д) До настоящего времени в западной части Алтае-Саянской складчатой области не выявлены ордовикские разрезы, в которых можно было бы с точностью зональных подразделений зафиксировать нижние границы дапинского и хирнантского ярусов.

Требуют дополнительного изучения стратиграфические интервалы пограничных слоев дарривиллиан/сандбиан и сандбиан/катиан для установления в конкретных разрезах непрерывных последовательностей граптолитовых зон.

Е) По разнофациальным разрезам местных стратоноров ордовика, для которых уже накоплен достаточный фактический палеонтологический и литологический материалы, следует начать комплексные реконструкции

модельных профилей седиментации. Такие работы авторами настоящего сообщения уже начаты для терригенных образований северо-восточной части Горного Алтая.

2. Ордовикские осадочные образования в фундаменте Западно-Сибирской геосинеклизы изучены относительно слабо. Это обстоятельство объясняется спорадичностью находок фаунистических остатков в единичных скважинах, вскрывших глубокие горизонты палеозоя. Однако к настоящему времени уже накопились относительно многочисленные, хотя и разрозненные данные, позволяющие сделать некоторые обобщения и наметить круг задач требующих оперативного изучения. Приведем некоторые из таких задач:

а) в целом крайне неудовлетворительно палеонтологически охарактеризован интервал нижнего и среднего ордовика;

б) в Шеркалинском структурно-фациальном районе в многочисленных скважинах на целом ряде разведочных площадей полностью отсутствуют находки палеонтологических остатков и там условно выделяются нерасчлененные ордовикско-силурийские отложения;

в) в Колпашевском и Вездеходном структурно-фациальных районах требует изучения вулканогенно-терригенная красноцветная толща с многочисленными данными по абсолютному возрасту, но пока палеонтологически не охарактеризованная;

г) отсутствуют палеонтологические реперы для точной прямой корреляции местных стратонов (их границ) с ярусными подразделениями ордовика Общей (и Международной) стратиграфической шкалы;

д) в ордовике не выделены какие-либо горизонты, которые могли бы позволить в рамках региональных работ осуществлять сопоставления и обобщения биостратиграфических данных;

е) требуется бассейновое районирование ордовикских отложений - по аналогии с таким районированием, составленным для девонского хроностратиграфического интервала фундамента Западно-Сибирской геосинеклизы.

Работа выполнена при финансовой поддержке Интеграционного проекта СО РАН и УрО РАН, Программы Президиума РАН «Биосфера».

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВ СЕМЕЙТАУСКОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОЙ СЕРИИ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Симонов В. А., Ступаков С. И., Изох А. Э., Котляров А. В.

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

Семейтауская вулcano-плутоническая серия (Северо-Восточный Казахстан) располагается в Чарской зоне и состоит из интрузивных и эффузивных пород преимущественно кислого состава. Базальты формировались на первой стадии развития магматогенной ассоциации Семейтау [1], возраст которой (249 млн лет) практически совпадает со временем образования платобазальтов Восточной Сибири [2].

Изученные базальты Семейтау обладают гиалопилитовой мелкозернистой структурой с мелкими вкрапленниками клинопироксена и плагиоклаза.

В результате проведенных исследований получены новые данные по составам пород (включая редкие и редкоземельные элементы), а также клинопироксенов, позволившие совместно с опубликованной ранее информацией выяснить особенности формирования базальтов Семейтау. Учитывая возможную связь рассмотренных вулканитов с развитием плюмового платобазальтового магматизма Сибири [2], проведено сравнение с данными по базальтовым комплексам Сибирской платформы, Западной Сибири и Кузбасса, имеющим близкий к породам Семейтау возраст.

По соотношению $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ большая часть базальтов Семейтау относится к субщелочным сериям, располагаясь в полях платобазальтов Сибирской платформы с повышенным содержанием щелочей и тесно ассоциируя с данными по базальтовым породам Кузбасса. На диаграммах $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ и $\text{TiO}_2 - \text{FeO}/\text{MgO}$ значительная часть точек базальтов Семейтау попадает в поля субщелочных платобазальтов Восточной Сибири и согласуется с вулканитами Кузбасса, отличаясь от долеритов Западной Сибири, имеющих заметно меньшие значения калия и железистости.

На вариационных диаграммах Харкера базальты Семейтау совместно с вулканитами Кузбасса практически по всем петрохимическим компонентам тесно ассоциируют с субщелочными платобазальтами Сибирской платформы, отличаясь от них по поведению в ходе роста SiO_2 . В частности для пород Восточной Сибири характерно падение TiO_2 , Al_2O_3 , FeO , MgO и CaO . В то время как для базальтов Семейтау можно отметить уменьшение только FeO , MgO , CaO при увеличении Na_2O .

Важным индикатором развития магматических систем является отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, сохраняющее свое исходное значение в ходе дифференциации в связи с тем, что оба компонента увеличиваются одновременно. На диаграмме $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2 - \text{SiO}_2$ хорошо видно, что изначально наиболее примитивными (с минимальными $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ – около 0,1) были расплавы Западной Сибири, а максимально обогащенными ($\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ 1,0–1,6) – базальтовые магмы Семейтау. В то же время для субщелочных платобазальтов Восточной Сибири характерно существенное увеличение значений $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ (0,3–1,4) на фоне роста SiO_2 , свидетельствующее о заметных процессах дифференциации, что подтверждается широкими вариациями железистости (2,0–5,6) и приуроченностью на диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}/\text{MgO}$ точек составов этих пород к тренду остаточных расплавов.

Исследования геохимического состава показали, что распределение редкоземельных элементов в базальтах Семейтау характеризуется явным отрицательным наклоном графика с резким обогащением легкими лантаноидами по отношению к тяжелым, что характерно для плюмовых базальтовых пород внутриплитных океанических островов (ОИВ). В целом спектр рассмотренных пород полностью совпадает с данными по субщелочным базальтам Сибирской платформы. На спайдер-диаграммах базальты Семейтау показывают наклон графика с понижением при переходе от мобильных несовместимых к совместимым немобильным элементам и практически идеально (с максимумами Ba, K, La, Ce, Zr, Tb и минимумами Nb, Sr, Y, Yb) совпадают со спектрами субщелочных платобазальтов Восточной Сибири (рис. 1).

Несмотря на относительно хорошую сохранность базальтов Семейтау широкий диапазон значений потерь при прокаливании (0,6–6,8 мас.%) свидетельствует о существенном воздействии вторичных процессов. В связи с этим большую помощь может оказать анализ сохранившихся вкрапленников первичного магматогенного клинопироксена. Микронзондовый анализ показал, что по соотношению $\text{TiO}_2 - \text{FeO}$ (рис. 2) практически все точки составов клинопироксенов из базальтов Семейтау и Кузбасса располагаются в поле минералов из субщелочных базальтов Сибирской платформы (SBA). При этом заметная часть из них попадает также в поле пироксенов из толеитовых платобазальтов Восточной Сибири. Клинопироксены из долеритов фунда-

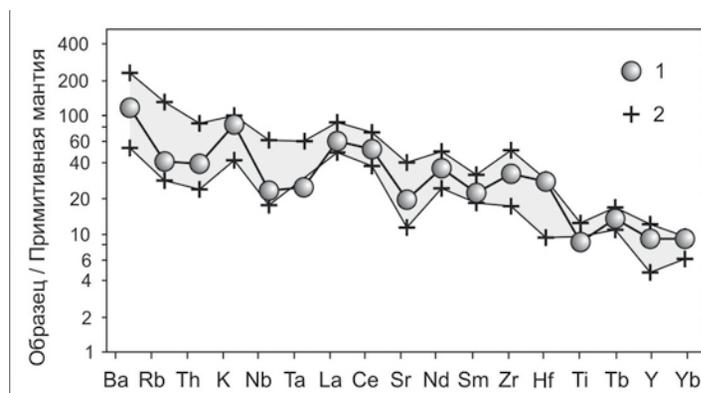


Рис. 1. Базальты Семейтау (1); субщелочные базальты Сибирской платформы. Составлен на основе оригинальных данных с добавлением материалов из [3, 4]

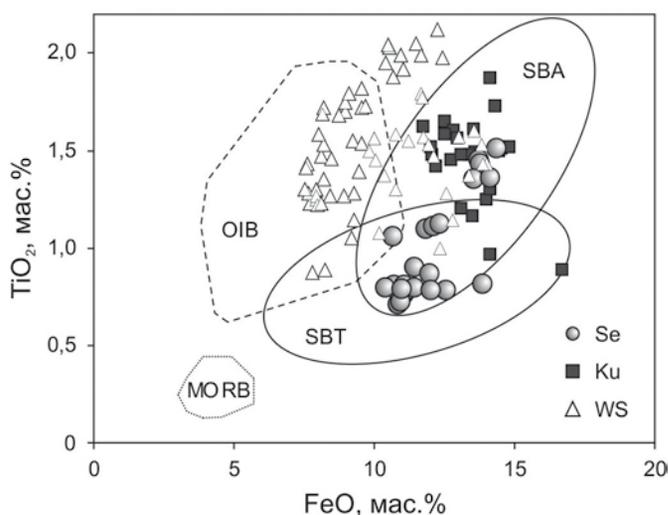


Рис. 2. Клинопироксены из базальтов Семейтау (Se), Кузбасса (Ku) и из долеритов Сибирской платформы (WS).

Поля клинопироксенов из базальтов внутренних океанических островов (OIB), субщелочных (SBA) и толеитовых (SBT) Сибирской платформы, срединно-океанических хребтов (MORB).

Составлен на основе оригинальных данных с добавлением материалов из [4, 5]

мента Западной Сибири отличаются меньшим содержанием железа и приурочены к высокотитанистым минералам из базальтов OIB и SBA. На тройной диаграмме $\text{SiO}_2/100 - \text{TiO}_2 - \text{Na}_2\text{O}$ точки клинопироксенов из вулканитов Семейтау располагаются главным образом в поле минералов из субщелочных базальтов OIB. В то же время обогащенные TiO_2 пироксены из пород Западной Сибири и Кузбасса наиболее близки к щелочным OIB. Щелочной характер расплавов, из которых кристаллизовались клинопироксены этих комплексов подтверждается и по соотношению $\text{Ti} - (\text{Ca} + \text{Na})$.

На основе данных по составу клинопироксенов с помощью минералогических термометров и барометров были рассчитаны P - T -параметры формирования базальтовых пород Семейтау, Западной Сибири и Кузбасса. Ранее с помощью исследования расплавных включений нами было выяснено, что клинопироксены долеритов Западной Сибири кристаллизовались при температурах 1130-1155°C и давлении 1.5-2 кбар [6]. Используя эту информацию в качестве одного из критериев достоверности полученных по пироксенам расчетных данных были определены термометры и барометры [7, 8], показавшие наиболее реальные результаты. В ходе корректировки этих результатов на основе данных по расплавным включениям установлено, что клинопироксены из базальтов Семейтау кристаллизовались при более высоких температурах (1220-1245 °C), чем пироксены из пород Кузбасса – 1200-1225 °C. При этом давления практически одинаковые: 0,4-1,0 кбар и 0,4-1,2 кбар соответственно. В общем отчетливо видно, что базальты Семейтау и Кузбасса формировались при заметно более высоких температурах, но при существенно более низких давлениях, чем долериты Западной Сибири. Полученные температуры для базальтов Семейтау (1220-1245 °C) согласуются с информацией по расплавным включениям в плагиоклазе (1180-1200 °C) из габбровых ксенолитов в Семейтауской серии [1] и совпадают с результатами исследования включений в плагиоклазе из платобазальтов Восточной Сибири – 1190-1240 °C [4].

В целом, проведенные исследования составов пород и клинопироксенов показали, что базальты Семейтау формировались при температурах 1220-1245 °C из расплавов, соответствующих по петрохимическим, геохимическим и минералогическим данным платобазальтам Восточной Сибири. Эти результаты (совместно с возрастными характеристиками) свидетельствуют о существенном влиянии Сибирского суперплюма при фор-

мировании Семейтаусской вулcano-плутонической серии, что подтверждает опубликованные ранее выводы о генезисе этой ассоциации [2].

Исследования выполнены при поддержке Проекта VIII.66.1.1. и Проекта РФФИ № 14-05-00143.

Литература

1. Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кузубный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск: Наука, 1983. 208 с.
2. Lyons J.J, Coe R.S., Zhao X., Renne P.R., Kazansky A.Y., Izokh A.E., Kungurtsev L.V., Mitrokhin D.V. Paleomagnetism of the early Triassic Semeitau igneous series, eastern Kazakstan // Journ. Geophys. Research. 2002. Vol. 107, N. B7. P. 1–15.
3. Золотухин В.В., Симонов В.А., Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Васильев Ю.Р. Сравнительный анализ составов континентальных и океанических платобазальтов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1335–1344.
4. Симонов В.А., Ковязин С.В., Васильев Ю.Р., Махони Дж. Физико-химические параметры континентальных и океанических платобазальтовых магматических систем (данные по расплавленным включениям) // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 9. С. 908–923.
5. Шевко А.Я. Пироксены траппов как показатели их петрогенезиса (Северо-Запад Сибирской платформы): Автореф. дис. ... канд. геол.- мин. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 2002. 24 с.
6. Симонов В.А, Клец А.Г., Ковязин С.В., Ступаков С.И., Травин А.В. Физико-химические условия раннего плюмового магматизма Западной Сибири // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1277–1291.
7. Перчук Л.Л. Пироксеновый барометр и пироксеновые геотермы // Докл. АН СССР. 1980. Т. 233, № 6. С. 1196–2000.
8. Ащепков И.В. Клинопироксеновый барометр для глубинных пород // XIV Российское совещание по экспериментальной минералогии, 2–4 октября 2001 г.: Тез. докл. Черноголовка, 2001. С. 250.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ
КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

Симонов В. А., Котляров А. В., Ступаков С. И.

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

Базит-гипербазитовые комплексы пород, входящие в состав офиолитов Кузнецкого Алатау рассмотрены во многих публикациях [1, 2, 3, 4]. В целом офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау в районе Среднетерсинского ультрабазитового массива состоит из нескольких комплексов пород: дунит-гарцбургитовый, дунит-верлит-клинопироксенитовый, габброидный, дайковый (серия параллельных даек типа «дайка в дайке»), дайкосилловый (разноориентированные дайки + силлы), вулканогенно-осадочный.

На основе петрохимических и минералогических исследований получена новая информация о дайковых и дайкосилловых комплексах, слагающих верхние горизонты офиолитов Кузнецкого Алатау и являющихся ключом к расшифровке условий формирования этих ассоциаций в структурах древних океанов. Дайковый комплекс располагается вблизи собственно габбро-гипербазитового массива и вертикальные дайки часто пересекают полосчатое габбро, а также ультрамафиты. Дайкосилловый комплекс находится среди эффузивно-осадочных толщ и детально был изучен нами примерно в 10 км восточнее Среднетерсинского ультрабазитового массива в основном около озера Ивановское. В этих комплексах выделяются диабазы, диабазовые порфириты, габбро-диабазы и микрозернистые габбро.

Большое внимание было уделено изучению пироксеновых порфиритов, присутствующих как в дайковом, так и в дайкосилловом комплексах. В этих породах хорошо ограниченные вкрапленники свежего клинопироксена (до 1 см) часто занимают основной объем, формируя кумулятивные структуры. Значительную роль в основной массе порфиритов из дайкового комплекса играют кристаллы зеленовато-коричневой роговой обманки с типичными поперечными разрезами и спайностью под углом 124° .

Петрохимический анализ показал, что по соотношению $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ большинство пород (в том числе все пироксеновые порфириты) из дайкового комплекса обладают нормальной щелочностью, а породы дайкосиллового (и частично дайкового) относятся к субщелочным сериям. На диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ отчетливо выделяются три группы. В низкотитанистой (0,5–0,9 мас. % TiO_2) присутствуют только дайки и порфириты с эволюцией составов при смене последовательных генераций даек от низкокальциевых (0,05 мас. K_2O) толеитов до известково-щелочных со значительным содержанием калия (до 1,9 мас. %). Среднетитанистая (1,0–1,4 мас. % TiO_2) группа располагается в поле аномально обогащенных базальтов задуговых бассейнов (АВАВВ) и содержит породы из дайкосиллового и дайкового комплексов. В относительно высокотитанистой (до 2 мас. % TiO_2) группе, приуроченной к полю базальтов задуговых бассейнов (ВАВВ) находятся исключительно породы дайкосиллового комплекса. Данные на диаграмме $\text{TiO}_2 - \text{FeO}/\text{MgO}$ подтверждают отмеченные выше особенности: породы дайкосиллового комплекса располагаются в поле базальтов задуговых бассейнов западной части Тихого океана, а породы дайкового комплекса приурочены к тренду развитых островных дуг.

Важным индикатором развития магматических систем является отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$, сохраняющее свое исходное значение в ходе дифференциации в связи с тем, что оба компонента увеличиваются одновременно. Для пород дайкового комплекса характерны существенные вариации (0,1–2,6) значений $\text{K}_2\text{O}/\text{TiO}_2$ (сравнимые с данными для эффузивов развитых островных дуг и свидетельствующие о заметных процессах дифференциации) в отличие от дайкосиллового комплекса. Фракционирование расплавов при формировании дайкового комплекса подтверждается широкими вариациями железистости (1,0–2,3) и наличием на диаграмме $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{FeO}/\text{MgO}$ (рис. 1) фактически двух трендов: остаточных расплавов (рост FeO/MgO) и пироксеновых кумулятов (одновременное падение Al_2O_3 и FeO/MgO).

Породы офиолитов Кузнецкого Алатау в значительной мере преобразованы в ходе вторичных процессов. В связи с этим большую помощь при решении генетических задач может оказать изучение сохранившихся первичных магматогенных минералов. Микрозондовый анализ показал, что по соотношению минералов En-Wo-Fs клинопироксены из дайковых порфиритов отвечают главным образом диопсиду в отличие от минералов из пород дайкосиллового комплекса, соответствующих авгиту.

По соотношению $\text{TiO}_2 - \text{FeO}$ (рис. 2) клинопироксены порфиритов Кузнецкого Алатау приурочены в основном к границе между океаническими и островодужными минералами, тесно ассоциируя с пироксенами из базальтов современных (бассейн Лау, Тихий океан) и древних (район колчеданного месторождения Кызыл-

Рис. 1.

1, 2 – Обычные породы (1) и пироксеновые порфириты (2) из дайкового комплекса; 3 – пироксениты; 4 – эффузивы вулкана Ичинский, Камчатка.

Тренды пироксеновых кумулятов (Cpx) и остаточных расплавов (RM)/

Составлен на основе оригинальных данных с добавлением материалов из [5]

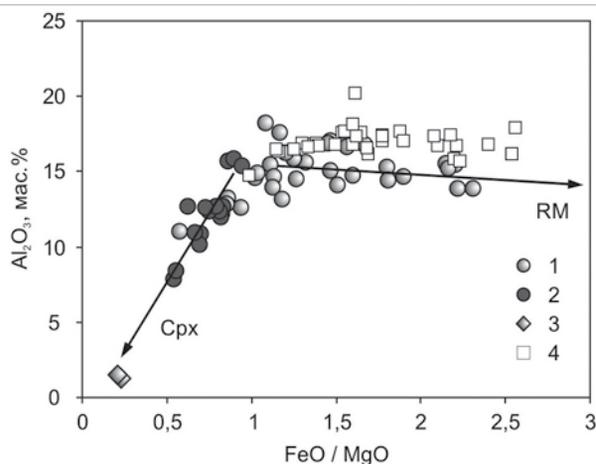
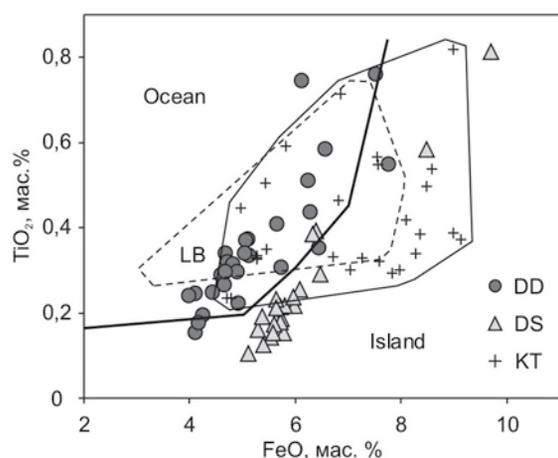


Рис. 2. Клинопироксены из порфиритов дайкового (DD), дайкосиллового (Ku) комплексов Кузнецкого Алатау и базальтов района месторождения Кызыл-Таштыг (Восточная Тува, КТ).

Области клинопироксенов из океанических (Ocean) и островодужных (Island) базальтов.

Поле клинопироксенов из эффузивов задугового бассейна Лая, Тихий океан.

Составлен на основе оригинальных данных с добавлением материалов из [6]



Таштыг, Восточная Тува) задуговых бассейнов. На тройной диаграмме $SiO_2/100 - TiO_2 - Na_2O$ точки клинопироксенов Кузнецкого Алатау приурочены к полям минералов толеитовых и известково-щелочных базальтов островных дуг и эффузивов задуговых бассейнов. На диаграмме $(Ti+Cr) - Ca$ клинопироксены в основном показывают островодужные характеристики. При этом значительная часть из них (главным образом минералы из дайкосиллового комплекса) находится в поле пироксенов бассейна Лая.

Согласно результатам микронзондового анализа зеленовато-коричневые роговые обманки из порфиритов дайкового комплекса Кузнецкого Алатау относятся к магнезиогастингситам и по большинству химических компонентов близки к магматогенным амфиболам из эффузивов Камчатки (Ичинский вулкан) [5], отличающиеся только по повышенным содержаниям K_2O . Согласно отношению калия и алюминия в четверной координации рассмотренные амфиболы располагаются на границе полей минералов из пород известково-щелочной и субщелочной серий, что подтверждает данные по петрохимии пород дайкового комплекса.

На основе информации по составам роговых обманок с помощью барометров [7, 8] были рассчитаны давления в ходе кристаллизации основной массы порфиритов из дайковых комплексов Кузнецкого Алатау – 6,8–8,4 кбар. Реальность этих параметров подтверждается полученными на основе составов амфиболов данными для эффузивов Камчатки: вулканы Ичинский (до 7,8 кбар) [5] и Безымянный (до 7,3 кбар) [9].

В целом, проведенные исследования показали, что базальтовые комплексы Кузнецкого Алатау формировались в ходе развития на активной окраине древнего океана сложной палеогеодинамической системы островная дуга – задуговой бассейн. При этом на магматические системы значительное влияние оказывали процессы дифференциации в промежуточных надсубдукционных камерах при достаточно высоких давлениях – до 6,8–8,4 кбар.

Исследования выполнены при поддержке Проекта VIII.66.1.1., Проекта ОНЗ-10.1 и Проекта РФФИ № 16-05-00313.

Литература

1. Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 295 с.
2. Офиолитовая ассоциация Кузнецкого Алатау (на примере Среднетерсинского массива) / Гончаренко А.И., Кузнецов П.П., Симонов В.А., Чернышев А.И. Новосибирск: Наука, 1982. 104 с.
3. Симонов В.А. Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.
4. Симонов В.А., Ступаков С.И., Лоскутов И.Ю., Ковязин С.В. Палеогеодинамические условия формирования офиолитов Кузнецкого Алатау // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 12. С. 1759–1771.
5. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Котляров А.В., Кулаков Р.Ю., Карманов Н.С. Физико-химические параметры кристаллизации расплавов в промежуточных надсубдукционных камерах (на примере вулканов Толбачинский и Ичинский, Камчатка) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 7. С. 1–16.
6. Frenzel G., Muhe R., Stoffers P. Petrology of the Volcanic Rocks from the Lau Basin, Southwest Pacific // Geol. Jb. 1990. N D92. P. 395–479.
7. 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. Vol. 17. P. 837–841.
8. Schmidt M.W. Amphibole composition as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1992. Vol. 110. P. 304–310.
9. Turner S., Izbekov P., Langmuir C. The magma plumbing system of Bezymianny Volcano: Insights from a 54 year time series of trace element whole-rock geochemistry and amphibole compositions // Journ. of Volcanology and Geothermal Research. 2013. Vol. 263. P. 108–121.

ВОЗРАСТ ДЕФОРМАЦИЙ СЕВЕРА УРАЛА И ПАЙ-ХОЯ

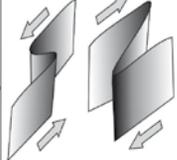
Сычев С. Н.

*Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета, г. Санкт-Петербург
s.sychev@spbu.ru*

История изучения деформационных характеристик Уральского орогена насчитывает около 100 лет. Начиная с работ А.П. Карпинского отмечается наличие как надвиговых, так и сдвиговых перемещений в пределах складчато-надвигового пояса. Временные диапазоны проявления деформаций всегда остаются предметом дискуссий. В ходе работ в западном обрамлении офиолитовых массивов, расположенных в южной части Полярного Урала, изучались структурно-геометрические характеристики складчатых структур и индикаторов перемещений в зонах смятия: шарниров мелкой складчатости, осей вращения будин и порфириобластов, а также индикаторов палеонапряжений (плоскостей сопряженных трещин и трещин отрыва), а затем проводилась их типизация и корреляция. Выявлены два главных типа деформаций: ранние пластические, представленные главным образом мелкой складчатостью, и более поздние хрупкие, которые фиксируются по сопряженным трещинам и трещинам отрыва. При анализе структурных данных выделено восемь стадий деформации, приуроченных к определенным этапам коллизионного процесса [1].

Самая ранняя стадия деформации (D_1), связанная с образованием хаотичной складчатости в результате смещений неустановленной кинематики еще до начала коллизионного процесса, имеет локальное распространение и идентифицирована только в Хордьюсской и Дзеляюсской пластине (см. рисунок). Эту стадию преобразований можно связать с началом формирования Полярноуральской островодужной системы на границе кембрия-ордовика, 500 млн. лет – время метаморфизма габброидов Дзеляю [2].

Второй этап пластических деформаций (стадия D_2) представлен практически во всех геологических единицах, за исключением Хордьюсской и Дзеляюсской пластин. Эти пластические деформации фиксируют региональное надвигообразование – основной этап формирования структуры Урала. Возрастной интервал надвигообразования начинается с визе, так как в это время появляются первые свидетельства коллизии пассивной окраины Восточно-Европейского континента (ВЕК) с Малоуральской островной дугой. Начало коллизионных процессов маркируется появлением карбонатно-терригенных флишоидов воргашорской, райизской и яйюсской свит, в составе которых отмечаются граувакки, содержащие хромшпинелиды, свидетельствующие о возникновении восточного источника терригенного материала [3]. Верхний возрастной предел принят артинским ярусом ранней перми ввиду окончания накопления флишоидов кечельской свиты и начала формирования песчаниковой подсвиты гусиной свиты, имеющей, как и лежащие выше по разрезу геологические единицы грубообломочный состав, характеризующий мелководные условия осадконакопления и

Этап коллизии	Стадия деформации	Структурный рисунок	Фото структуры	Процесс	Возраст			
Постколлизийный	D_8			Образование трещин отрыва, горообразование и пенепленизация	J-Q			
	D_7			Взбросо-сдвиг, горообразование	T_3			
Коллизионный	D_6			Сдвиг, субмеридиональное грабенообразование, складкообразование, субширотное горообразование	$T_{1-2}?$ T_3			
				D_4 и D_5			Левый и правый сдвиг, трансенсия	P_{1k} P_3
	D_3						Наложённая складчатость, встраивание блоков Хордьюс и Дзеляю в общую структуру	C_{1v} P_{1ar}
							D_2	
	D_1			Хаотичное складкообразование, формирование Полярноуральской островодужной системы	ϵ_3			

Деформационная история севера Урала и Пай-Хоя

начало размыва горной страны.

Затем на том же этапе, но на более поздней стадии, происходило выжимание Хордьюсской и Дзеляюсской пластин с уже сформированным собственным структурным рисунком. Об их встраивании в общую уральскую структуру свидетельствуют тектониты вдоль западных границ пластин со специфической геометрией, а также интенсивный метаморфизм и согласная с общей тектонической структурой района полосчатость вдоль восточных границ. В конце раннего коллизионного этапа определяющими были сдвиговые деформации, зафиксированные по лево- и правосдвиговым закрученным будинам и порфириобластам в зонах бластомилонитизации. Последовательность сдвиговых перемещений определить не удалось. Время формирования структур стадий D_3 , D_4 и D_5 принято условно от кунгурского яруса ранней перми до времени начала формирования триасовых грабенов.

На позднем коллизионном этапе хрупких деформаций выявлены ранние сжимающие напряжения, параллельные простиранию Урала, и в основном пологопогружающиеся растягивающие, что характеризует обстановку сдвига. Сжимающие напряжения, направленные вдоль орогена, были проявлены в триасе. На севере Урала отмечается развитие грабеновых структур (например, Северососьвинский и Салехардский грабены) в основном субмеридионального простирания, заполненных триасовыми осадками. Структуры подобного типа могли возникнуть в результате сжатия вдоль орогена с формированием отрицательных форм (грабенов и пулл-апартов), но возможно связать грабенообразование и с действием триасового суперплюма. Развитие роев даек мусюрского комплекса северо-западного простирания, распространенных в пределах офиолитовой и палеоостроводужной ассоциаций и датированных средним триасом (243 млн. лет [4]), ставит под вопрос ранне-среднетриасовый возрастной интервал проявления сжимающих напряжений данной направленности. Наиболее вероятным возрастом распространения сжимающих напряжений вдоль Урала представляется поздний триас, как раз в это время происходило смятие в складки (древнекиммерийская складчатость) с северо-западными простираниями осевых поверхностей ранне-позднетриасовых осадков Кортаихинской впадины и формирование субширотной гряды Чернова, а так же образование правосторонних сдвиговых нарушений северо-западного простирания. Затем сжимающие напряжения ориентированы перпендикулярно простиранию структуры Урала, а растягивающие как полого, так и субвертикально, что подчеркивает вбросо-сдвиговую обстановку. В результате такого пространственного расположения напряжений в позднетриасовую эпоху была сформирована гряда Чернышева, имеющая субмеридиональное простирание, и, по-видимому, произошло надвигание Уральской структуры на Пай-Хойскую. В это время происходило «подновление» северо-западной системы сдвигов с проявлением левосдвиговой компоненты. Юрские отложения залегают несогласно на перечисленных выше структурах, не подвержены деформациям и ограничивают верхний возрастной интервал коллизионного этапа, в течение которого сформировалась Уральская складчато-надвиговая система.

В ходе постколлизионного (посттриасового) платформенного этапа после снятия сжимающих напряжений, действующих на Уральский ороген, были сформированы трещины отрыва, характерные для всей изученной территории. Скорее всего, образование трещин отрыва происходило в плиоцене при новейшем горообразовании [5], но не исключены и другие возрасты.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 15-35-20591) и НИР СПбГУ (3.38.137.2014).

Литература

1. Сычев С.Н., Куликова К.В. Структурная эволюция зоны Главного Уральского разлома в западном обрамлении Войкаро-Сынинского офиолитового массива // Геотектоника. 2012. № 6. С. 46–54.
2. Remizov D.N., Pease V. The Dzela Complex, Polar Urals, Russia: a Neoproterozoic island arc. In: D. Gee & V. Pease (eds). The Neoproterozoic Timanide Orogen of eastern Baltica // Mem. Geol. Soc. London, 2004. Vol. 30. P. 107–123.
3. Puchkov V. Paleozoic evolution of the East European continental margin involved into the Urals // Mountain Building in the Uralides: Pangea to the Present / D. Brown, C. Juhlin, V. Puchkov (eds.). AGU Geophysical Monograph Series. 2002. Vol. 132. P. 9–32.
4. Соболев И.Д., Соболева А.А., Варламов Д.А. Проявление триасового магматизма в Малоуральской зоне Полярного Урала // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 22-й науч. конф.. Сыктывкар: Геопринт, 2013. С. 160–164.
5. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.

**НОВАЯ БИОТА В ТУФАХ БАЗАЛЬТОВОГО СОСТАВА
ТУМАТ-ТАЙГИНСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ
КЫЗЫЛ-ТАШТЫГСКОГО РУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ
(ВОСТОЧНАЯ ТУВА)**

Терлеев А. А.¹, Токарев Д. А.¹, Симонов В. А.², Ступаков С. И.², Котляров А. В.², Каныгин А. В.¹

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Новосибирск
e-mail TerleevAA@ipgg.sbras.ru

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

Геологическая история экосистем пригидротермального типа представляет особый интерес для изучения закономерностей эволюционного процесса, так как накопленные к настоящему времени данные по таксономическому составу, темпам эволюции и структурно-функциональной организации этих экосистем в современных и древних океанах показывают, что их можно рассматривать как альтернативную модель эволюции жизни по сравнению с обычными экосистемами. Главными особенностями этих экосистем являются 1) эндогенная хемотрофная природа первичной продукции (а не экзогенная фотосинтетическая, как у обычных аквальных и наземных экосистем); 2) тесная пространственная связь с высокотемпературными гидротермальными источниками, приуроченными к зонам активного вулканизма (излияния лав) и сульфидного рудообразования; 3) автономное функционирование и локальное распространение в виде оазисов среди «нормальных» морских биотопов; 4) аномально высокая биопродуктивность; 5) бактериотрофная основа пищевых цепей; 6) прерывистое кратковременное существование (в масштабе геологического времени); 7) стабильность физико-химических условий среды и трофической основы функционирования живых систем, лимитирующая процесс их эволюции.

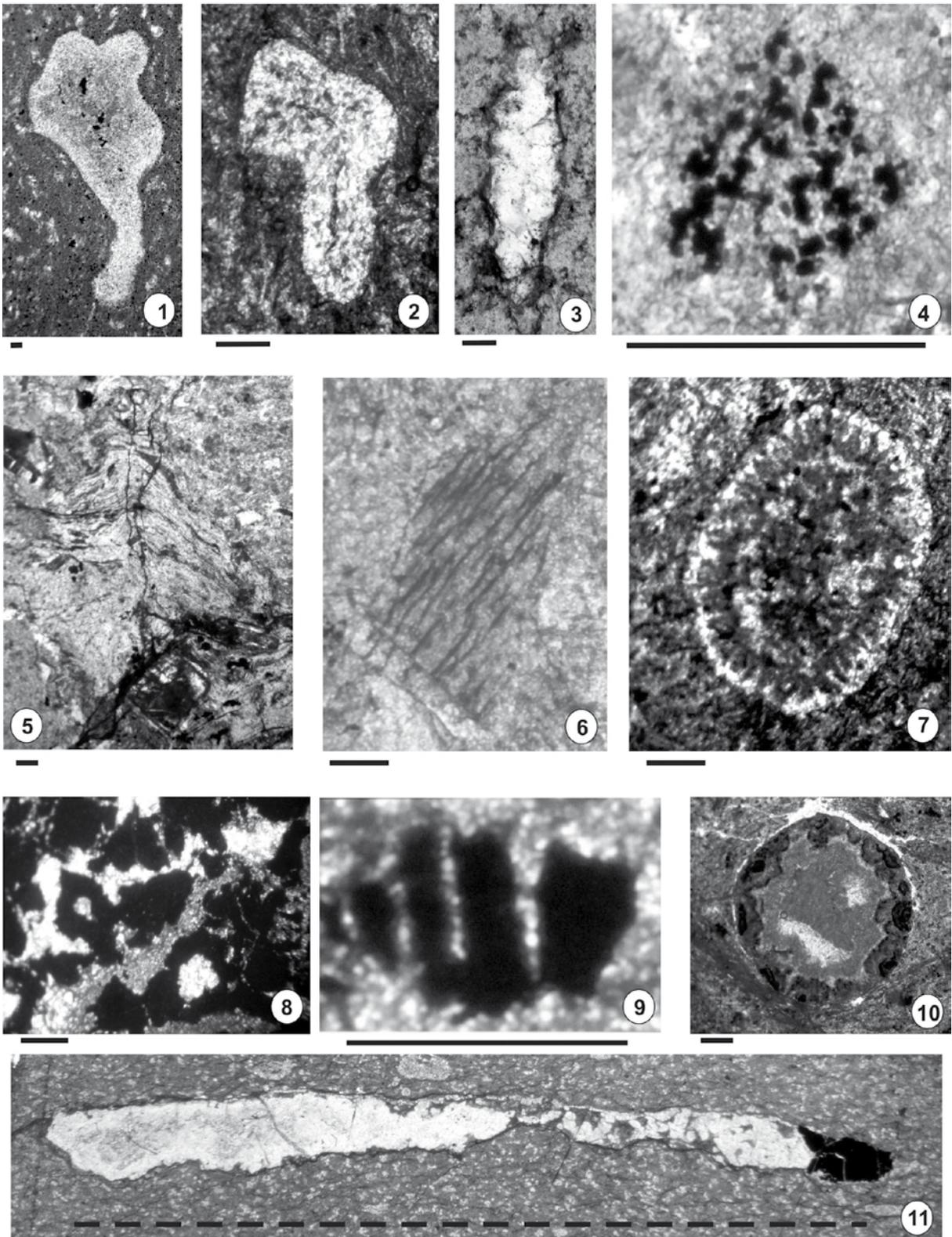
Типовыми примерами древнейших пригидротермальных сообществ являются местонахождения силурийского и девонского возраста на Урале, наиболее детально изученные палеонтологическими, геохимическими, петролого-минералогическими и фациально-литологическими методами. Постепенно накапливаются данные об открытиях в других регионах мира биот такого же типа в вулканогенно-гидротермальных формациях палеозойского, мезозойского и кайнозойского возраста [1].

Обнаруженное в Туве местонахождение пригидротермальной биоты на Кызыл-Таштыгском свинцово-цинковом колчеданном месторождении является наиболее древним среди известных по опубликованным данным. Ранее нами были описаны цианобактерии, водоросли и др. [2]. В то же время, вопросы существования и развития биоты в тесной ассоциации с более древними вулканогенно-гидротермальными системами остаются открытыми. В этом отношении представляют большой интерес исследования Кызыл-Таштыгского палеогидротермального поля (Восточная Тува), сформировавшегося в вулканогенно-осадочных толщах кембрийского возраста. Большой интерес представляет то, что рудовмещающие вулканогенно-осадочные комплексы, синхронные с рудообразованием имеют нижнекембрийский возраст [3], т.е. месторождение Кызыл-Таштыг является уникальным хорошо сохранившимся объектом, позволяющим исследовать древнейшие субмаринные вулканогенные гидротермальные системы, близкие по своим свойствам к современным «черным курильщикам». Особое значение приобретает возможность изучения древней фауны, жившей вблизи палеогидротермальных источников, в сравнении с биоценозом современных «черных курильщиков».

Рудовмещающая туматтайгинская свита состоит из двух толщ. Нижняя толща сложена лавами базальтов с горизонтами и пачками вулканокластических брекчий, имеет мощность 1200–1500 м. Состав толщи выдержан по площади, отмечается лишь появление горизонтов пирокластов и известняков в восточной части. Верхняя толща имеет сложный состав и неоднородна по латерали. Набор пород включает базальты, андезитобазальты, дациты и риолиты, вулканомиктовые брекчии и туфы соответствующего состава. Осадочные отложения представлены углеродистыми алевролитами, песчаниками, туфами, известняками (мощность 1500–2000 м.).

В результате детальных исследований коллекций, собранных авторами во время экспедиционных работ на колчеданно-полиметаллическом месторождении Кызыл-Таштыг, установлена новая, ранее не известная биота, существовавшая в непосредственной близости от нижнекембрийских гидротермальных источников, формировавших сульфидные тела.

Скелетная фауна представлена: родом *Namacalathus* sp. - бокаловидные образования с устьевой и боковыми порами (табл. фиг. 1); роговидно изогнутые (под прямым углом) трубки неясного систематического положения (табл. фиг. 2); конусовидные формы ассиметричного строения, относимые к отряду *Cribricyathida*



Масштабная линейка:

— — — 1,5 см

————— 250 мкм

(табл. фиг. 3, 11). Цианобактерии (водоросли) представлены: *Korilophyton* – мелкие, кустистые формы (табл. фиг. 4), *Girvanella* – тонкие слабоизогнутые трубки (табл. фиг. 6), *Azyrtalia* – шаровидные образования с внешней оболочкой трубчатого строения (табл. фиг. 7), *Renalcis* – облаковидные образования с внешней, темной оболочкой (табл. фиг. 8, 10), *Eryphyton* – фрагмент веточек кустистой формы (табл. фиг. 9), строматолиты – мелкие, столбчатые формы (табл. фиг. 5).

Это первые находки скелетной фауны, водорослей и строматолитов в наиболее древних рудовмещающих вулканогенно-осадочных комплексах, синхронных с рудообразованием имеющих раннекембрийский возраст.

Работа выполнена при поддержке проектов СО РАН и УрО РАН № 36, РФФИ № 16-05-00196.

Литература

1. Кузнецов А.П., Масленников В.В. История гидротермальной фауны океана. М.: ВНИРО, 2000. 118 с.
2. Терлеев А.А., Симонов В.А., Каныгин А.В., Токарев Д.А., Ступаков С.И., Котляров А.В. Уникальное месторождение пригидротермальной биоты в нижнекембрийских осадочно-вулканогенных комплексах Кызыл-таштыкгольского рудного поля (Восточная Тува) // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 1. С. 66–74.
3. Каныгин А.В., Терлеев А.А., Симонов В.А., Токарев Д.А., Ступаков С.И. Геологические и палеонтологические свидетельства раннекембрийских экосистем гидротермального типа (пример из колчеданного Кызыл-Таштыгского рудного поля, Тыва) // Вестн. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Сыктывкар. 2011. № 5 (197). С. 7–12.

ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ИРТЫШСКОЙ СДВИГОВОЙ ЗОНЫ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АЗИЯ)

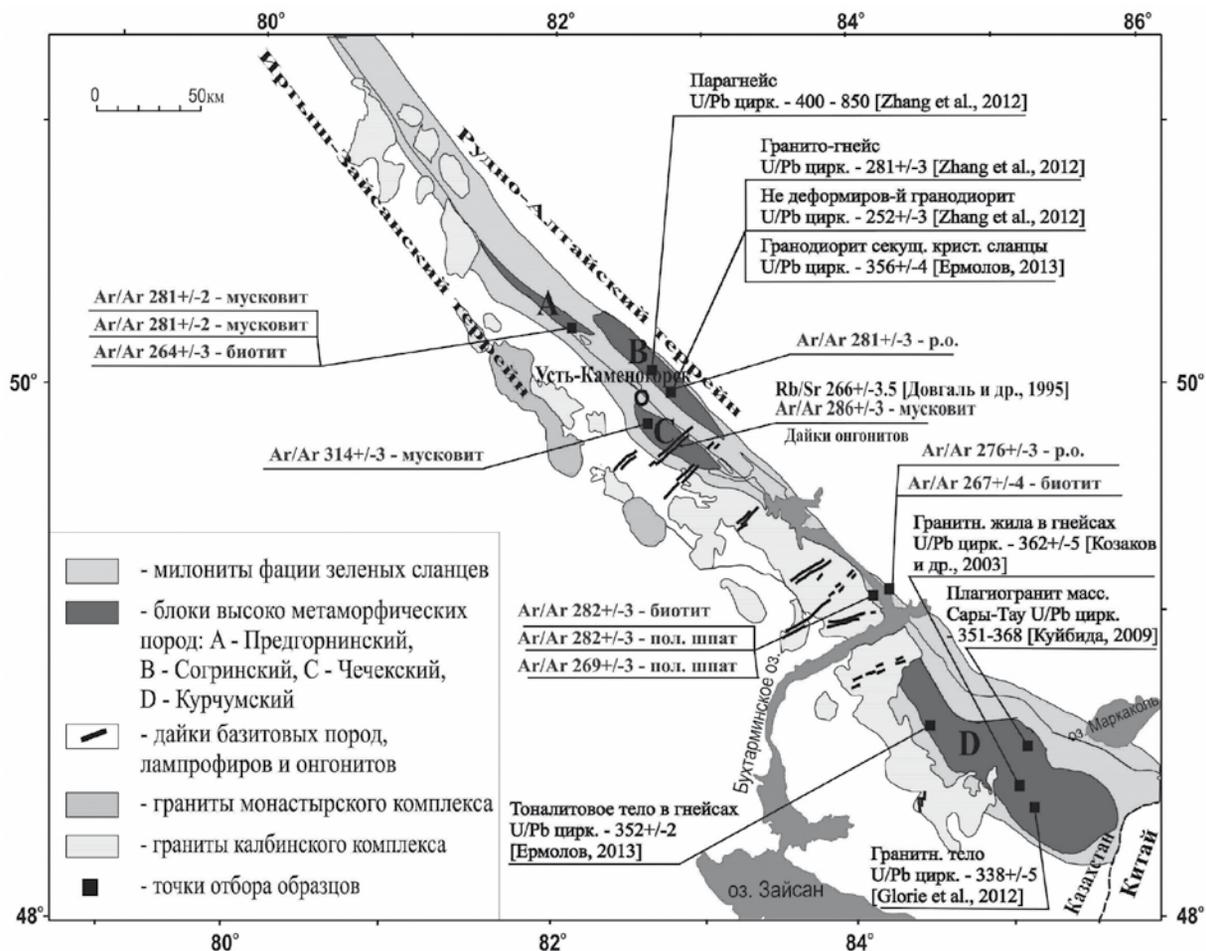
Травин А. В.^{1,2,3}, Владимиров В. Г.^{1,2}, Мурзинцев Н. Г.¹, Савинский И. А.¹¹*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
travin@igm.nsc.ru*²*Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск*³*Томский государственный университет, г. Томск*

Настоящая работа посвящена реконструкции термической истории трансрегиональной Иртышской сдвиговой зоны (ИСЗ) и сопряженного с ней Калба-Нарымского гранитоидного батолита, уточнению возраста и интенсивности сдвиговых деформаций. Считается, что на герцинском этапе формирования Алтайской коллизионной системы в процессе взаимодействия Сибирской и Казахстанской плит большую роль играли крупноамплитудные сдвиги [1, 2]. На основании глобальных палеогеодинамических реконструкций [3, 4, 5] и палеомагнитных данных [6, 7] Иртышской сдвиговой зоне (ИСЗ) приписывалась ключевая роль в деформациях литосферы Центральной Азии с амплитудой движений с левосторонней кинематикой до 1500 км.

Главный этап коллизии при формировании Алтайской системы произошел в позднем карбоне при закрытии Обь-Зайсанского палеоокеана. К числу проникающих разломов, реализовавшихся в этот период в виде неоднократно возобновлявшихся сдвигов и (или) сложнопостроенных взбросово-сбросовых и надвиговых систем относятся Чингиз-Тарбагатай-Жарминская, Иртышская, Северо-Восточная сдвиговые зоны, а также Чарский офиолитовый шов. Структурные (включая микроструктурные) исследования показали, что на всем протяжении ИСЗ доминируют разномасштабные левосдвиговые структурно-вещественные парагенезисы. В геологическом строении ИСЗ участвуют тектонические блоки (пластины) глубокометаморфизованных пород, частично подвергшихся бластомилонитизации, которые картируются на всей протяженности линиамента. Наиболее крупные из таких пластин известны как Предгорненская, Согринская, Чечекская и Курчумская (рис. 1). Среди метаморфических литопластин выделяется два главных типа. К первому типу относятся блоки кианит-ставролитсодержащих пород эпидот-амфиболитовой фации (наиболее крупный блок - Предгорненский), а образования второго типа представлены пластинами, сложенными метаморфическими образованиями более низких давлений и повышенных температур (ассоциации с Cord, Sil+Kfs, различные мигматиты и гнейсы амфиболитовой фации) [8, 9]. На основании ⁴⁰Ar/³⁹Ar датирования минералов бластомилонитов, тектонизированных сланцев и гнейсов, характеризующихся сдвиговой С/С_с микроструктурой с признаками левосторонних хрупко- и вязкопластичных деформаций на протяжении более 150 км ИСЗ (см. рисунок) [10] сделан вывод о наличии двух импульсов интенсивных сдвиговых деформаций с возрастом 282 ± 1 млн лет и 265 ± 2 млн лет. Возрастной рубеж 282 ± 1 млн лет подтвержден результатами U/Pb датирования по циркону из синсдвиговых гранитогнейсов Согринской пластины – 281 ± 1 млн лет [11].

Данный импульс интенсивных сдвиговых деформаций близок по времени с формированием гранитоидных массивов калбинского, каиндинского и монастырского комплексов, составляющих основной объем сопряженного с ИСЗ Калбинского батолита [12]. ⁴⁰Ar/³⁹Ar датировки по слюдам из гранитоидов растягиваются в диапазоне, начинающемся от возраста формирования соответствующих массивов, определенного с помощью U/Pb метода по циркону, до значительно более молодых величин – порядка 270-267 млн лет. Этому же возрастному рубежу соответствует группа датировок в пределах ИСЗ. Такое совпадение позволяет предположить, что закрытие изотопных систем слюды было связано не с поздним импульсом деформаций в пределах ИСЗ, а имело региональный характер и, скорее всего, было вызвано общим подъемом территории в обстановке растяжения. Это подтверждается проявлением многочисленных базитовых, гранодиоритовых даек миролюбовского комплекса, запечатывающих все ранние деформационные структуры.

Среди блоков высокометаморфических пород ИСЗ большое внимание уделяется Чечекской структуре (рис. 1) [9]. Гранитогнейсы, слагающие Чечекскую структуру, располагаются во внутренней части «подковы» Суровского габброидного массива. «Буферная» зона между гранитогнейсами и габброидами представлена меланократовыми роговиками, мигматизированными гнейсами и диатектитам. Во внешнем обрамлении Суровского массива с юго-запада и северо-востока залегают углистые алевролиты и песчаники такырской серии (D₃-C₁), которые отделены от габброидов разрывными нарушениями. В северо-западном направлении породы сменяются низкотемпературными зелеными сланцами Иртышской зоны. По биотиту из гнейсов Чечекской структуры ⁴⁰Ar/³⁹Ar методом получен возраст 314 ± 3 млн лет. По циркону из габбро Суровского массива U/Pb LA-ICP-MS методом получен возраст 313 ± 1 млн лет [13]. Этап, фиксируемый U/Pb методом по цир-



Геологическая схема Иртышской зоны смятия [8] с нанесенными результатами изотопного датирования. Синим шрифтом показаны данные $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования [8], черным – результаты U/Pb и Rb/Sr датирования

кону из габбро Суровского массива и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом по биотиту из гнейсогранитов Чечекского блока, является наиболее ранним. На основании совпадения двух датировок можно сделать вывод о том, что сразу после своего формирования при давлениях 4–6 кбар, что соответствует глубине 15–20 км, породы Чечекской структуры были подняты на глубину порядка 5–7 км. Следующий этап тектонотермальной активности в пределах ИСЗ фиксируется с возрастом 286–278 млн лет. Он соответствует импульсу интенсивных левосторонних сдвиговых деформаций [10], а также внедрению роев даек редкометальных гранитов [14].

Интенсивность поздних этапов в пределах ИСЗ может быть оценена на основе численного моделирования сохранности радиогенного аргона в гранитогнейсах Чечекской структуры, испытавшей все перечисленные наложенные воздействия. Даже в случае, если биотит потерял 10 % радиогенного $^{40}\text{Ar}^*$, а температура воздействия была минимальной – 350°C, интегральная продолжительность наложенных событий должна быть не более 10 000 лет. При увеличении предполагаемой температуры воздействия продолжительность значительно сокращается. На этом основании может быть оценена и возможная амплитуда смещения ИСЗ в результате сдвиговых деформаций. Допустим, что скорость деформаций составляла n см/год, а продолжительность – не более 1 млн лет, что следует из результатов численного моделирования. В этом случае расчетная амплитуда смещения в пределах ИСЗ не должна была превышать $n \times 10$ км, что на два-три порядка меньше приписываемой ИСЗ на основании геодинамических построений и палеомагнитных данных.

Полученные данные согласуются с оценками возраста и интенсивности деформаций в пределах китайского сектора ИСЗ [11, 15]. Таким образом, для Восточно-Казахстанского и китайского секторов ИСЗ проявление интенсивных деформаций, соответствующих различным стадиям формирования Алтайской коллизионной системы, ограничивается интервалом от позднего карбона (начало коллизии) до ранней перми, при этом

интервал проявления интенсивных сдвиговых деформаций с левосторонней кинематикой отвечает узкому диапазону – 290–280 млн лет, а интегральная амплитуда смещения не превышает первые десятки километров.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты № 14-05-00712, 16-35-00209 термохронология ИСЗ, 16-35-00243), РНФ (проект 15-17-10010 Калба-Нарымский батолит).

Литература

1. 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.
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 как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49, № 7. С. 621–636.
3. Şengör A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S. Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature. 1993, Vol. 364, P. 299–307.
4. Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W., Kroner A., Badarch G. Tectonic models for accretion of the Central Asian Orogenic Belt // Journal Geol. Soc. London. 2007. Vol. 164. P. 31–47.
5. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Чючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 8–28.
6. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 78. С. 59–75.
7. Choulet F., Chen Y., Wang B., Faure M., Cluzel D., Charvet J., Lin W., Xu B. Late Paleozoic paleogeographic reconstruction of Western Central Asia based upon paleomagnetic data and its geodynamic implications // Journ. of Asian Earth Sci. 2011. Vol. 42. P. 867–884.
8. Владимиров В.Г., Савинский И.А. Происхождение ставролит-дистеновых сланцев в милонитах Иртышской сдвиговой зоны (Восточный Казахстан) // Корреляция алтаид и уралид (магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология и металлогеническое прогнозирование): Материалы Российско-Казахстанского науч. совещ. (Усть-Каменогорск 13 - 20 июня 2012 г.). Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2012. С. 12–14.
9. Савинский И. А., Владимиров В. Г., Сухоруков В. П. Чечекская гранитогнейсовая структура (Иртышская зона смятия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2015. Т. 1(21). С. 15–22.
10. Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В., Владимиров В.Г., Теуниссен К., Владимиров А.Г., Мельников А.Г. и Титов А.В. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование деформаций в Иртышской зоне смятия (Восточный Казахстан) // Геохимия. 2001. № 12. С. 1347–1350.
11. Zhang Ch-L., Santosh M., Zou Hai-Bo, Xu Yi-G. Zhou G., Dong Y.-G. Ding Ru-Fu, Wang H.-Y. Revisiting the “Irtysh tectonic belt”: Implications for the Paleozoic tectonic evolution of the Altai orogen // Journ. of Asian Earth Sci. 2012. Vol. 52. P. 117–133.
12. 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. № 5.
13. Хромых С.В., Изох А.Э. Синколлизийный базитовый магматизм Калба-Нарымской зоны Восточного Казахстана // Наст. сб.
14. Хромых С.В., Соколова Е.Н., Смирнов С.З., Травин А.В., Анникова И.Ю. Геохимия и возраст редкометалльных дайковых поясов Восточного Казахстана // Докл. РАН. 2014. Т. 459. № 5. С. 612–617.
15. Li P., Sun M., Rosenbaum G., Cai K., Yu Y. Structural evolution of the Irtysh Shear Zone (northwestern China) and implications for the amalgamation of arc systems in the Central Asian Orogenic Belt // Journ. of Struct. Geol. 2015. Vol. 80. P. 142–156.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УРАНОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОИНКУМ (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)

Туйебаев С. К.,¹ Доланова Ж. М.²

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

²*ТОО «Геологоразведочная компания «Топаз», г. Усть-Каменогорск, Республика Казахстан*

Приводится характеристика уранового месторождения Моинкум (Южный Казахстан). Рассматривается особенности вещественного состава руд, вмещающих пород и морфологические особенности рудных залежей.

Месторождение Моинкум расположено в Сузакском районе Южно-Казахстанской области, на территории масштаба L-42-138 и 139. Размещается в южной части Чу-Сарысульской депрессии, которая представляет собой крупную эпикаледонскую структурную впадину. В геологическом строении депрессии и её горного Каратауского обрамления участвуют образования трех структурных этажей: нижнего (складчатого каледонского фундамента), среднего (герценовского) и верхнего (мезозойско-кайнозойского платформенного чехла).

Месторождение было открыто в 1972 г. поисковой партией № 5. В 1979 г. продолжалось поисково-рекогносцировочное бурение на продолжении рудоносных зон пластового окисления. В результате проведенных работ были подсечены рудные тела, локализующиеся в рыхлых обводненных отложениях интымакского и уюкского горизонтов, с высокими содержаниями урана и большой мощностью. В структурном плане месторождение ограничено на юге Сузакским, а на севере – Жуантобинским разломами. Между ними в субмеридиональном направлении вдоль рудоносной полосы в кровле каледонского фундамента располагается Ожирай-Тобинская седловина (структурный нос), которая в кровле палеозойского фундамента проявлена в виде флексуры. Последняя характеризуется большим количеством купольных (брахиантиклинальных) поднятий.

Продуктивные горизонты на месторождении залегают практически горизонтально. В современном плане рассматриваемый район представляет собой обширную Сузакскую впадину, ограниченную с юга Каратауским антиклинорием, а с востока и северо-востока – погребенными поднятиями Таласо-Тастинской зоны. Неоднократная тектоническая активизация участка, особенно мезозойско-кайнозойских этапов, привела к формированию мелких блоков (поднятий и впадин) северо-западного и субширотного простираний. Этим объясняется не только невыдержанная мощность продуктивного горизонта и его волнистый рельеф, но и резко извилистая форма рудных залежей в плане. Месторождение простирается в субмеридиональном направлении на 70 км. Учитывая большую протяженность, степень доступности и по результатам геологоразведочных работ, оно разделяется на три участка: № 1 (Южный), непосредственно примыкающий к отработываемому месторождению Канжуган; № 2 (Торткудук), расположенный в северной части и характеризующийся относительно богатым оруденением и неглубоким залеганием руд; № 3 (Центральный), расположен в центральной части.

Участок № 1, заключающий около 45% запасов месторождения, разведан и в 1988 году передан промышленности под освоение. Степень разведанности по категориям запасов: В – 12 %, C_1 – 69 %, C_2 – 16 %. Рудоносным является уюкский горизонт эоцена, волнообразно погружающийся в северо-западном направлении. Рудное тело представляет собой лентообразную форму, длиной около 1200 м и протяженностью на глубину от 200 до 280 м. Иканский горизонт на участке выклинивается и имеет мощность 1–3 м, без верхнего водоупора, самостоятельные рудные тела не выделяются, изредка отдельные интервалы объединены с рудными телами уюкского горизонта.

Разведанные ураново-рудные залежи месторождения имеют в плане резко извилистую, лентообразную форму, которая контролируется границей зоны лимонитизации в целом субмеридионального и северо-восточного простирания. Общая протяженность рудных лент составляет более 40 км. Ширина рудных тел варьирует от десятков до первых сотен метров; встречаются раздувы до 500 м и более, которые приурочиваются обычно к участкам резкого осложнения геохимической границы в плане. В разрезе рудные тела представлены мешковой частью (роллами) и линзами, приуроченными, в основном, к нижнему крылу (подошвенной части продуктивного горизонта) и, в меньшей степени, к верхнему крылу и средней части разреза. Мешковая часть имеет различную ширину и мощность. Ширина её по отдельным профилям достигает 300–350 м, в раздувах – до 500 м и более. Характерной особенностью является наличие изолированных

рудных тел, приуроченных к подошвенной части горизонта и оторванных от границы зоны лимонитизации на расстояние до 2,5 км.

В разрезе преобладают мешковые формы без крыльев, либо с короткими крыльями шириной 100-150 м. Ширина мешковых частей, в среднем около 100 м, мощность – от 1 до 16 м, чаще – 5–9 м. Изменчивость средних содержаний урана по рудным пересечениям варьирует от 0,018 до 2,138 %.

Анализ материалов с учетом литературных данных [1,2] показывает, что урановые руды месторождения относятся к гидрогенному типу, сформированному на геохимических границах в водопроницаемых горизонтах палеогена. Достаточно отчетливый контроль уранового оруденения геохимическим барьером и сравнительно молодой возраст руд (не более 10 млн лет) указывают на эпигенетический характер рудного процесса и по времени рудообразования хорошо увязывается с плиоцен-четвертичной тектонической активизацией района. Ураносодержащие воды (растворы) мигрировали, в основном, по хорошо проницаемым прибрежным и русловым фациям, огибая слабо проницаемые отложения. Пестрота состава отложений прибрежной зоны, пространственно приуроченной к субмеридиональной Ожирай-Тобинской седловине, является прямым отражением конседиментационных тектонических движений. Для этой зоны характерно повышенное содержание углерода как за счет углистого детрита (прибрежные и дельтовые условия), так и за счет углеводов, поступающих из глубин по активизированным разломам, о чем свидетельствуют углеводородные аномалии по данным атмогеохимической съемки. Выполнение исследования по геологическому строению и вещественному составу ураноносных руд месторождения Моинкум могут быть использованы при проведении прогнозно-поисковых работ на других перспективных площадях и объектах изучаемого региона.

Изучение вещественного состава руд и вмещающих пород проводилось на материале геохимических и минералогических проб, отобранных из керна разведочных скважин по сети 200/100 × 50/25 м. Урановое оруденение в песках контролируется геохимической границей зоны лимонитизации (окисления), которую в разрезе принято делить на две подзоны: полного и неполного (внутрислоного) окисления. Рудная зона по содержанию урана разделяется на три подзоны: богатых, рядовых и бедных руд. Продуктивный горизонт состоит из сложного переслаивания разномерных песков, иногда с гравием, с преобладанием зерен 0,5–0,1 мм (70–75 % объема пород), полуокатанных, реже угловатых, средней сортировки. Часто содержат обрывки (катуны) и линзы глин. Пески зеленовато-серые, зеленоватые и серые, кварцевые, кварц-полевошпатовые с примесью мусковита, биотита, хлорита. В песках встречаются дисульфиды железа, в небольшом количестве – ильменит, лейкоксен, акцессорные (турмалин, ставролит, эпидот, циркон и др.). В зоне лимонитизации среднее содержание урана составляет от 19 г/т до 48 г/т. Встречаются также Re, Mo, Se, Sc, Y, лантаноиды и др. Урановое оруденение контролируется границей лимонитизированных и сероцветных песков. Минерализация распределяется крайне неравномерно, пропитывая цемент песков в виде мелкой вкрапленности, а также осаждающаяся вокруг зерен пирита и марказитовых желваков, обрывков глин, в трещинах, порах, вокруг зерен других минералов. Основные рудные минералы: настуран (черни) и коффинит в соотношении 64,5 % на 35,5 %. Морфологически настуран образует глобулы, пленки, тонкодисперсные изометричные включения; иногда обнаруживает подобие кубических граней. Коффинит отмечается в виде веретенообразных частиц размером 0,1-0,5 мкм, а также фиксируются его колломорфные глобулевидные образования размером до 3-х мкм и их сростки.

Литература

1. Бойцов В.Е. Геология месторождений урана: Учебник. для вузов. М.: Недра, 1989. 301 с.
2. Прогноз, поиски, разведка и промышленная оценка месторождений урана для отработки подземным выщелачиванием: По заказу нац. акционер. компании по атом. энергетике и промышленности (НАК КАТЭП) / К.Г. Бровин, В.А. Грабовников, М.В. Шумилин, В.Г. Язиков. Алматы: Ғылым, 1997; 382 с

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР АЛТАЙСКОГО ЗВЕНА УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА

Туркин Ю. А.

*АО «Горно-Алтайская экспедиция», с. Малоенисейское Бийского района Алтайского края
jurtour@yandex.ru*

По мнению многих исследователей, главные геотектонические события формирования современного облика геологических структур Алтая и сопряженных с ним регионов приходится на средний и поздний палеозой. Но единства в их интерпретации нет. Наряду с доминирующей ранее концепцией о единстве времени и места формирования всех аккреционных окраин эпикаледонского Сибирского континента, в последнее время получила распространение и является, как представляется многим (поскольку базируется на данных палеомагнитного анализа), наиболее обоснованной концепция террейнового сочленения окраин Сибирского континента с фрагментами-осколками гондванского происхождения [Зоненшайн, 1990; Берзин, 1994; Буслов, 2000]. По последним данным, они выделены в Казахстанско-Байкальский составной континент и сочленяются с аккреционной окраиной Сибирского континента по сложной уступообразной системе шовных зон [Буслов, 2014]. Предполагается схождение Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов в позднедевонское время, тогда как еще в раннем девоне они располагались на значительном расстоянии друг от друга, при этом горизонтальные перемещения Алтае-Монгольского террейна оцениваются по палеомагнитным данным в 2000 км и более [Буслов, 2000].

Данная террейновая модель формирования геологических структур обширных территорий Алтае-Саянской складчатой области в целом и Алтайского звена Урало-Монгольского складчатого пояса в частности, конечно же, завораживает своей масштабностью и смелостью, но находится в явном противоречии с устоявшимися представлениями о геологическом строении Алтая, сформированными по результатам работ не одного поколения геологов. Последние в настоящее время легли в основу и серийной легенды и ряда монографий, где главное внимание было уделено именно геологическому строению региона – корреляции стратиграфических разрезов разных тектонических блоков в рамках структурно-формационных зон [Туркин, Федак, 2008], магматических и метаморфических комплексов Алтая и смежных регионов [Корреляция..., 2000], а также Государственной геологической карты масштаба 1:1 000 000 третьего поколения листа М-45 (Горно-Алтайск) [Федак, 2011].

При рассмотрении раннепалеозойского периода развития геологического развития Алтая обращает на себя внимание достаточно уверенная корреляция как по возрасту (венд – ранний кембрий), так и в значительной степени по составу структурно-вещественных комплексов Кузнецко-Алтайской и амальгамированной с ней Салаирской островных дуг севера Алтая с Озерной зоной Западной Монголии. Но более всего о единстве формирования алтайских структур в раннем палеозое свидетельствует развитие на огромных пространствах от Салаира до Китая и Западной Монголии включительно мощных и однообразных терригенных толщ так называемой горно-алтайской серии (зелено-фиолетовая формация по Б.Ф. Сперанскому). На Салаире выделялась как зелено-фиолетовая серия, в Китае известна как серия хабахе, в разных структурно-формационных зонах Алтая она с очень большой долей условности расчленена на свиты с собственными местными названиями, но их идентичность у подавляющего большинства геологов, работающих на Алтае, сомнения не вызывает. Это классические обычно пестроцветные флишоидные толщи с монотонным и однообразным чередованием граувакковых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, градационно слоистые турбидиты, расслоенные гемипелагическими глинами и без каких-либо признаков (за единичными исключениями типа очень спорных покровных базальтов в засурьинской свите) проявления магматизма. В целом их однообразность поражает, будь то Ануиско-Чуйский блок, Терехтинский горст или Западная Монголия (Алтае-Монгольский блок).

Следующий этап развития алтайских структур (ордовик–ранний девон) и для Салаирско-Алтайской части и для Алтае-Монгольского блока представляет собой длительный амагматичный период накопления также достаточно однообразных карбонатно-терригенных отложений в условиях обширного открытого материково-шельфового плато с небольшими фрагментами континентального склона. Более широко они распространены в Чарышско-Чуйской зоне, где несогласно налегают на флишоиды горно-алтайской серии, и менее (что и может наводить на мысль о их формировании в другой части планеты) – на юге Горного Алтая и в Западной Монголии, то есть в пределах Алтае-Монгольского террейна. В последнем случае они обычно локализованы в небольших грабенах, но корреляция их (бирюксинская, кабинская свиты среднего и позднего ордови-

ка, тархатинская свита силура) со своими северными аналогами достаточно очевидна. Особенно однозначна и откровенна корреляция последних звеньев данного СВК с принадлежностью галечно-песчаной формации аллювиально-дельтовых равнин: уландрыкской и хозунской свит Алтае-Монгольского блока с каракудюрской и кубойской свитами Ануйско-Чуйского и Уймено-Лебедского прогибов Горного Алтая. А более локальная распространенность ордовикско-силурийских отложений в Алтае-Монгольском блоке объясняется его большей приподнятостью в связи с формированием как глыбового массива в деформационно-метаморфической структуре региона [Зиновьев, 2010].

Что также неразрывно объединяет структуры Кузнецкого Алатау, Горного Алтая и Западной Монголии в их единой допозднеживетской истории, так это наличие единого пояса рифтогенных прогибов, сформированных в структурно-формационной зоне тыловых рифтов девонской активной континентальной окраины Сибирского континента и отделивших от последнего крупный сегмент земной коры. Вполне вероятно, что данная зона рифтов, первоначально заложенная как континентальная, и спровоцировала развитие уже активно-континентальных процессов. Несмотря на более поздние деформации при формировании коллизионно-сдвиговой структуры региона, можно уверенно проследить новообразования данного пояса от Кузнецкого Алатау, где для раннего девона характерно развитие комплексов щелочных пород, до Уймено-Лебедского и Делюно-Юстыдского прогибов в восточной части Горного Алтая с формированием бимодальных ассоциаций вулканитов и до Сагсайских грабенов на территории Западной Монголии внутри Алтае-Монгольского блока, где также развиты сходные по петрогеохимическим характеристикам магматические породы.

В заключение данного сообщения хотелось бы пожелать исследователям, использующим данные современных и модных методов анализа, в частности палеомагнитного метода, важность применения и совершенствования которого безусловно признается автором, в большей мере соотносить эти данные с достаточно определенно установленными особенностями геологического строения рассматриваемых регионов. Как представляется, именно они могут и должны стать критериями достоверности полученной структурно-кинематической, изотопной, палеомагнитной и другой подобной информации.

Литература

1. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Т. 1. 327 с.; Т. 2. 334 с.
2. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 8–28.
3. Буслов М.М., Фудживара И., Сафонова И.Ю., Окада Ш., Семаков Н.Н. Строение и эволюция зоны сочленения террейнов Рудного и Горного Алтая // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 3. С. 383–397.
4. Буслов М.М. Тектоническое районирование и геодинамика Алтае-Саянской складчатой области // Геология, геофизика и минеральное сырье Сибири: Материалы. 1-ой науч.-практ. конф. Т. 1 / Отв. ред. С.П. Зайцев. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2014. С. 239–243.
5. Туркин Ю.А., Федак С.И. Геология и структурно-вещественные комплексы Горного Алтая / Под ред. В.М. Исакова. – Томск: SST, 2008. – 460 с.
6. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / С.П. Шокальский, Г.А. Бабин, А.Г. Владимиров, С.М. Борисов и др. [Гл. ред. А.Ф. Морозов]. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 187 с.
7. Федак С.И., Туркин Ю.А., Гусев А.И., Шокальский С.П. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алтае-Саянская. Лист М-45 – Горно-Алтайск. Объясн. зап. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 267 с. + 8 вкл.
8. Зиновьев С.В., Чиков Б.М. Деформационно-метаморфические структуры Большого Алтая // Большой Алтай – уникальная редкометалльно-золото-полиметаллическая провинция Центральной Азии: Материалы межд. конф. Усть-Каменогорск, 2010. С. 118–119.

СРЕДНЕ-ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ГОРНОГО АЛТАЯ

Туркин Ю. А.

АО «Горно-Алтайская экспедиция», с. Малоенисейское Бийского района Алтайского края
jurtour@yandex.ru

В настоящее время на территории Рудного и Горного Алтая установлено развитие автономных силлово-дайкиковых базитовых поясов палеозоя двух возрастных уровней – в конце девона и в конце палеозоя – на рубеже палеозоя и мезозоя [1]. Базиты последнего выделены как пермо-триасовый терехтинский габбро-долеритовый комплекс и имеет свои возрастные и вещественные аналоги в других регионах Алтая-Саянской складчатой области, Урала и Сибирской платформы. На Алтае долериты терехтинского комплекса сопровождаются лампрофирами и располагают в зоне влияния глубинного Чарышско-Терехтинского разлома, менее – в его ответвлениях, в целом ряде случаев совмещаясь с силлово-дайкиковыми поясами позднедевонских базитов, вместе с которыми, несмотря на некоторые различия вещественного состава, принадлежат к проявлениям одной континентальной оливин-базальтовой габбро-долеритовой формации.

Среднепалеозойские базитовые пояса изучены более детально и проявлены более масштабно от Иртышской зоны смятия (вавилонский комплекс) и Рудного Алтая (белорецко-маркакольский комплекс) до Восточного Алтая и Западного Саяна (сумультинский и малоабаканский комплексы). В западной и центральной частях Горного Алтая среднепалеозойские базиты выделены как позднедевонский урскульский комплекс (Урскульский силлово-дайкиковый пояс), являющийся центральным звеном всего латерального ряда габбро-долеритовых комплексов Алтая (рис. 1) с закономерным повышением калиевости пород при удалении от края Алтайской активной окраины Сибирского эпикаледонского континента [2].

В последовательности геотектонических событий базиты урскульского комплекса занимают вполне определенное место финального магматизма завершающей свое развитие девонско-раннекаменноугольной Алтайской активной континентальной окраины с последующим внедрением редких сиенит-габбровых массивов харловского комплекса рифтогенно-платформенного типа, для которого установлен раннекаменноугольный изотопный возраст. То есть вполне определенно фиксируется геодинамический режим растяжения, синхронизированный с подобными событиями на Урале, где в это время также завершаются активные окраинно-континентальные процессы, и на Сибирской платформе с формированием алмазоносных кимберлитов.

При достаточно хорошей изученности алтайских среднепалеозойских базитов, одна их особенность остается до сих пор почти неизвестной широкому кругу геологов и не признаваемой многими, ранее занимавшихся геологией Алтая. Это ассоциированность в одних поясах и дайковых роях с нормальными долеритами пород флюидогенного происхождения флюидално-брекчиевидной и туфовидной текстуры и сложно-

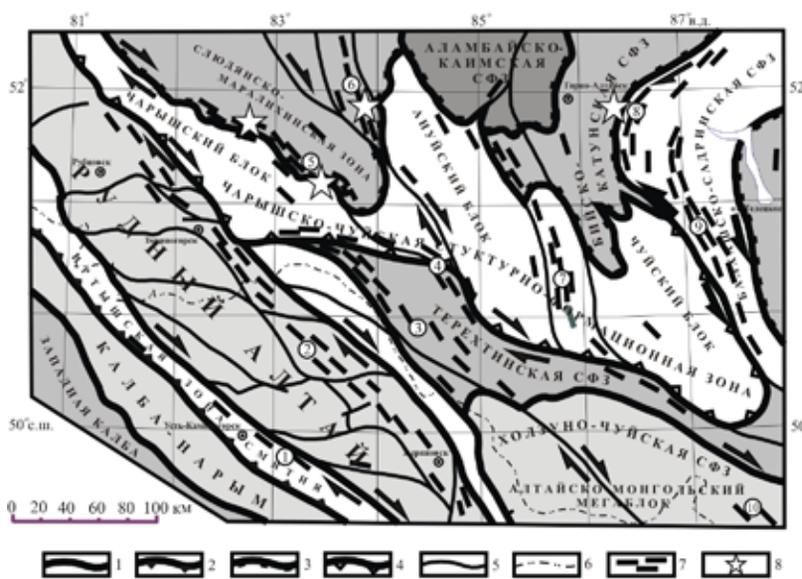


Рис. 1. Схема расположения позднедевонских базитовых силлово-дайкиковых поясов в структурах западной части Алтае-Саянской складчатой области и Рудного Алтая.

1-4 - границы (1 - структурно-формационных зон, 2 - девонской активной окраины, 3 - аллохтонов; 4 - параавтохтонов); 5 - разломы; 6 - государственная граница РФ; 7 - пояса базитов (цифры в кружках: 1 - Вавилонский, 2 - Белорецко-Маркакольский, 3 - Коргонско-Карагайский, 4 - Верхнечарышский, 5 - Чарышский, 6 - Слодянский, 7 - Урскульский, 8 - Малоиншинский, 9 - Сумультинский); 8 - участки локализации туффизитов

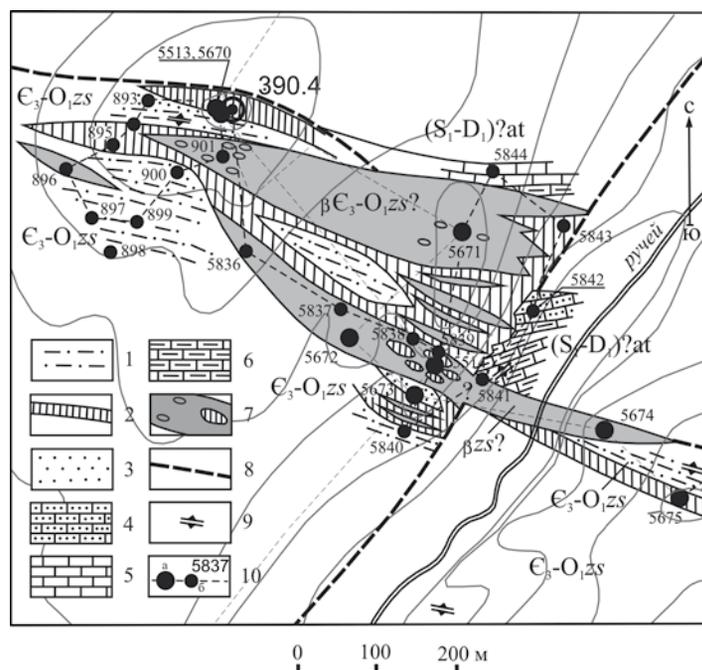


Рис. 2. Схематический план участка развития тел базальтов и туффзитов на юго-западных отрогах горы Кукуя севернее пос. Харлово.

1 - алевролиты засурьинской свиты, в т. ч. кремнистые; 2 - яшмоиды, кремнистые породы; 3 - измененные песчаники; 4-6 - породы антоньевской толщи ((S_1-D_1)?at) (4 - известковистые полевошпат-кварцевые песчаники; 5 - окварцованные известняки; 6 - известковистые алевролиты; 7 - базальты-базальтовые туффзиты с ксенолитами вмещающих пород; 8 - зоны тектонических нарушений; 9 - залегание расланцовки пород; 10 - точки наблюдения и линии геологических маршрутов

го петрогеохимического состава, соответствующих определению «базальтовые туффзиты». Эти структурно-текстурные особенности флюидолитов, как и несоответствие их состава каким либо типам пород, отмечены и в последнем издании Петрографического кодекса 2009 года, а для подобных образований Алтая более детально охарактеризованы автором ранее [3].

В настоящее время можно выделить три крупных участка развитие таких пород: бассейн рек Малая Иша, Ашпанак и Онучек на северо-востоке, бассейн реки Слюдянка на севере и правобережье реки р.Чарыш в районе пос. Харлово и Карпово в северо-западной части Горного Алтая (см. рис. 1). И что типично, из-за конвергентности многих признаков во всех трех случаях данные породы интерпретировались синхронными с вмещающими отложениями эффузивными базальтами и их туфами: в первом случае они рассматривались в составе раннекембрийской ашпанакской свиты, во втором – базальт-кремнисто-сланцевой и кремнисто-терригенной толщ соответственно ордовикско-раннесилурийского и раннесилурийско-раннедевонского возраста, в третьем – позднекембрийско-раннеордовикской засурьинской свиты.

При изучении алтайских пород флюидогенной природы обращает на себя внимание аналогичность их многих структурных черт и особенностей геологического положения типичным особенностям подобных, в том числе алмазонасных образований других районов, в том числе Сибирской платформы и Урала, таких как залегание в виде даек, линейных зон и пластовых залежей в моноклинальных толщах или вдоль зон разломов, характерный приконтактный ореол, часто проявленный окремнением (джасперизацией), что особенно типично как для уральских, так и для алтайских слюдянских и причарышских туффзитов. Так, для алмазонасных туффзитов Северного Урала и Тимана отмечается их предпочтительная локализация в зонах региональных надвигов и приуроченность участкам валообразного коробления фундамента и фронтальным частям аллохтонов [4], что полностью отвечает позиции алтайских туффзитов (см. рис. 1). Мегаштокверки таких пород располагаются вдоль разломов и границ литологически разнородных пород, что особенно типично для туффзитов правобережья реки Чарыш (рис. 2). Характерны и геохимические особенности туффзитов Алтая: спорадические повышения калиевости или магнезиальности при пониженной титанистости, очень сильные вариации содержаний легких лантаноидов от очень низких (участок горы Кукуя) до резко повышенных, наличие геохимических полей фосфора, ванадия, марганца, свинца, что фиксируется и для западных склонов Урала [5].

Базиты терехтинского комплекса ассоциированы с породами лампрофирового ряда, при этом на юго-востоке Алтая, на Салаир, в Томь-Кольванской зоне они сопровождаются лампроитоподобными породами, также подобными развитыми в алмазонасных районах Урала. В большинстве своем эти образования остаются очень слабо изученными, но показательна их синхронность как последним, так и широко распространенным траппам Сибирской платформы.

В настоящее время потенциальная алмазоносность алтайских геологических структур и в том числе базитовых комплексов оценивается как никакая, хотя на целый ряд благоприятных признаков обращалось внимание и раньше [6]. Есть сведения о единичных случайных находках алмазов на севере Салаира и в районе Тигерцецкого хребта, но никаких целенаправленных работ в этом плане не проводилось. Задача данного сообщения – обратить внимание геологов на данную проблему и прежде всего на изучение и диагностику флюидогенных и лампроитоподобных пород.

Литература

1. Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / С.П. Шокальский, Г.А. Бабин, А.Г. Владимиров, С.М. Борисов и др. [Гл. ред. А.Ф.Морозов]. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 187 с.
2. Туркин Ю.А. Структурно-тектоническая позиция и петрохимические особенности метабазитов позднедевонских дайковых поясов Алтая // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2013. № 4 (16). С. 5–73.
3. Туркин Ю.А. Базальтовые туффизиты Горного Алтая: геологическое положение, петрографические особенности, проблемы диагностики // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2015. № 3 (23). С. 89–97.
4. Рыбальченко А.Я., Рыбальченко Т.М., Силаев В.И.. Теоретические основы прогнозирования и поисков коренных месторождений алмазов туффизитового типа // Изв. Коми науч. центра УрО РАН. Вып. 1 (5). Сыктывкар, 2011. С. 54–66.
5. Чайковский И.И. Петрология и минералогия интрузивных алмазоносных пирокластитов Вишерского Урала. Пермь: Изд-во Пермского ун-та, 2001. 324 с.
6. Елифанов В.А., Родин Р.С. Потенциал алмазоносности Алтая // В сб: 300 лет горно-геологической службы России: история горнорудного дела, геологическое строение и полезные ископаемые Алтая: Материалы региональной науч.-практ. конф. Барнаул: Изд-во АГУ, 2000. С. 357–362.

**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ
УРАЛЬСКИХ D₃-Р ГРАНИТОИДОВ, ОТЛИЧАЮЩИЕ ИХ ОТ ОДНОВОЗРАСТНЫХ ПОРОД
ВОСТОЧНОЙ АСТИ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЯСА****Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С.***Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
fershtater@igg.uran.ru*

Позднепалеозойские граниты Урала представляют собой часть варисского (герцинского) гранитного пояса, протягивающегося от западной до восточной части Евразийского континента. Эта крупнейшая магматическая формация, сравнимая по объему изверженного материала лишь с позднемеловыми гранитоидами обрамления Тихого океана.

Гранитоиды Урала хорошо сопоставляются по возрасту с соответствующими породами варисцид Западной Европы, Главного Кавказского хребта, Тянь-Шаня и Урало-Монгольского пояса, отличаясь от них более низким первичным отношением изотопов стронция (0,704–0,705 для уральских гранитов и более 0,705 – для всех остальных), обычно положительным значением ϵ_{Nd} . Большинство уральских геологов объясняют эту особенность гранитов наличием в их источнике молодой коры, не успевшей накопить радиогенный стронций. Выполненные нами исследования позволяют конкретизировать это положение.

На Среднем и Южном Урале позднедевонско-пермские гранитоиды – самые распространенные магматические породы – залегают в двух главных структурах: в северо-западном и юго-восточном островодужно-континентальных мегаблоках. И в каждом из них обладают своими особенностями. Общей является направленность магматизма. Надсубдукционный мантийно-коровый магматизм, представленный сформированными в центрах длительной эндогенной активности (до 100 млн лет) габбро-тоналит-гранодиорит-гранитными (ГТГГ) массивами девонско-раннепермского возраста, сменяется пермским коровым, существенно гранитным магматизмом.

Стандартная последовательность формирования ГТГГ массива включает: 1) внедрение водной базитовой магмы; 2) частичную кристаллизацию роговообманковых габброидов, обогащение остаточного расплава водой; 3) самопроизвольное частичное плавление габброидов с образованием тоналит–гранодиоритового расплава (автомигматизацию); 4) многоэтапную мигматизацию (частичное плавление) тоналитов и гранодиоритов с образованием гранитного расплава; 5) формирование гранитной части массивов. Главный этап формирования гранитоидов (тоналитов, гранодиоритов и части гранитов) в северо-западном мегаблоке отвечает времени 330–300 млн лет, в юго-восточном – 360–340 млн лет. Гранитный расплав, продукт четвертого этапа, послужил источником не только гранитов ГТГГ массивов, но и сформировал главные пермские гранитные массивы ю-в мегаблока и часть гранитов с-з мегаблока.

Наиболее крупные гранитные массивы ю-в мегаблока залегают в купольных структурах, сложенных гранито-гнейсами. Особенности химического состава и изотопные характеристики гнейсов не оставляют сомнений в том, что они представляют собой метаморфические аналоги гранитоидов ГТГГ, время метаморфизма которых (фамен) близко ко времени формирования самих гранитоидов (возраст гранитоидов – 360 млн лет, гнейсов – 355 млн лет, $^{78}Sr/^{86}Sr_i$ гранитоидов и гнейсов – 0,704).

Эти данные свидетельствуют о том, что главным субстратом позднепалеозойских гранитных массивов в восточной части Южного Урала были метаморфизованные в амфиболитовой фации породы позднедевонских ГТГГ комплексов, чем и объясняются изотопные параметры гранитов, в частности, низкое содержание в них радиогенного стронция и повышенное значение $^{143}Nd/^{144}Nd$, отвечающее положительному значению ϵ_{Nd} . Породы допалеозойского фундамента, для отдельных блоков которого установлен мезопротерозойский возраст циркона, тоже участвовали в гранитообразовании, но играли при этом второстепенную роль.

Существенно выше роль допалеозойских метаморфических пород в источнике гранитов была в северо-западном мегаблоке, Здесь пермские граниты характеризуются бимодальным распределением возрастов и изотопных параметров, образуя возрастные кластеры 290–280 и 254–260 млн лет с $^{78}Sr/^{86}Sr_i$ и ϵ_{Nd} для первых 0,704 и 1–5, а для вторых соответственно – 0,706–0,706 и –(2,5–10,0). Наличие этих кластеров обусловлено гетерогенностью субстрата, представленного ГТГГ тоналитами и гранодиоритами для более ранних гранитов и мезопротерозойскими метаморфическими породами доуральского фундамента для поздних.

Принадлежность большинства уральских гранитоидов к водному типу, сформированному в условиях примерного равенства $P_{\text{общ}}$ и $P_{\text{H}_2\text{O}} = 4-5$ кбар, ограничивает возможность вертикального перемещения их магмы и определяет расположение массивов не далеко от области магнообразования.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о том, что главные отличия позднепалеозойских гранитов Урала от одновозрастных пород Евразии обусловлены преимущественным участием в их субстрате новообразованного источника, продукта мантийно-корового взаимодействия в ходе эволюции подвижного пояса.

**ТЕКТОНИКА, МАГМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ В ОБСТАНОВКЕ
ТРАНСФОРМНОГО СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ**

Ханчук А. И.

*Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток
khanchuk@fegi.ru*

В геологических реконструкциях геодинамической (тектонической) обстановки скольжения литосферных плит уделялось недостаточно внимания, хотя современные примеры таких обстановок на западе Северной Америки, в Новой Зеландии и т.д., хорошо изучены. Вероятно, это связано с тем, что в первоначальной модели плитовой тектоники границы скольжения плит рассматривались как трансформные (переходные) (transform plate boundary). Наши исследования показывают, что обстановка скольжения литосферных плит была широко распространена в мезозойско-кайнозойской геологической истории восточной окраины Евразии [1–3]. Она характеризуется определенной тектоникой, магматизмом и металлогенией, и должна рассматриваться как самостоятельная геодинамическая (тектоническая) обстановка, равноправная с обстановками спрединга, субдукции и внедрения нижнемантийных плюмов. В целом, границы скольжения возникали в результате глобальных перестроек движения плит: внутри континентов на син- и постколлизийных этапах после столкновения континентов; в зоне перехода континент-океан после погружении зон спрединга под континентальную окраину; коллизии островных дуг с окраиной континента или друг с другом. В результате прекращения субдукции и скольжения плит, в переходной зоне на континентальной окраине формировалась широкая (тысячи километров) зона сдвиговых дислокаций. Астеносфера, которая имеет меньшую плотность чем слэб, начинала двигаться из-под стагнированного слэба в верх через разрывы в слэбе.

Тектоническими маркерами границ скольжения плит являются турбидитовые бассейны на границе континент-океан, гигантские складки с крупнопадающими шарнирами («петли», ороклины) в орогенных поясах, образованные террейнами аккреционных призм, турбидитовых бассейнов и островных дуг [1, 4], а также развитие синсдвиговых зон растяжения и сжатия. Магматические комплексы над погруженным слэбом распространены на обширной площади в виде отдельных ареалов, что отличает их от линейных надсубдукционных магматических поясов. Типична антидромная последовательность, например: риолиты-бимодальная серия-базальты. Характерны адakitы и небольшие тела щелочных базитов и ультрабазитов, а также монцититы и граниты А2-типа. Характер магматизма определяется вкладом следующих источников: астеносферного диапира, слэба, надсубдукционного клина и нависающей литосферы [5]. Разное сочетание указанных источников определяет пестрый характер магматизма в обстановке скольжения плит: ультраосновного, основного и кислого. В среднекислых породах преобладают субдукционные характеристики, в основных и ультраосновных – внутриплитные. На существующих классификационных геохимических диаграммах разновозрастные породы одной территории попадают в поля различных геодинамических обстановок.

В зоне перехода континент-океан можно выделить два варианта тектонической эволюции обстановки скольжения литосферных плит. В первом: в результате сдвиговых перемещений происходило сжатие переходной зоны и формирование на ее месте новой континентальной литосферы. Синорогенные магматические породы с внутриплитными характеристиками указывают на обстановку трансформной континентальной окраины, а не субдукции. Таким образом, орогенные пояса на границе континент-океан образуются только в периоды существования обстановки скольжения литосферных плит. Не существует надсубдукционных орогенов [6]. Во втором варианте - наоборот, происходила деструкция континентальной литосферы и образование окраинных морей типа Японского и Охотского. Излияния эоцен-олигоцен-раннемиоценовых высокоглиноземистых базальтов япономорского региона соответствовало этапу скольжения литосферных плит, разрыву древней субдукционной пластины и внедрению горячей и деплетированной океанической астеносферы Тихоокеанского MORB-типа в субконтинентальную азиатскую литосферу с ЕМП изотопными характеристиками [5].

Типовыми для обстановок скольжения литосферных плит являются медно-порфировые месторождения, платино-металльные зональных интрузий урало-алаякского типа, серебряные (с золотом) и оловянные в бимодальных магматических сериях. Характерны различные скарновые месторождения связанные с гранитами, которые имеют изотопные мантийные метки, месторождения золота в черных сланцах, а также многие другие месторождения, принадлежность которых в обстановках скольжения литосферных плит еще предстоит установить.

В геологической истории Алтаид и Уралид также могут быть выделены обстановки трансформного скольжения литосферных плит.

Литература

1. Ханчук А.И., Иванов В.В. Мезо-кайнозойские геодинамические обстановки и золотое оруденение Дальнего Востока России // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 11. С. 1635–1645.
2. Ханчук А.И. Палеогеодинамический анализ формирования рудных месторождений Дальнего Востока России // Рудные месторождения континентальных окраин. Владивосток: Дальнаука, 2000. С. 5–34.
3. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России // под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572с.; Кн. 2. 981 с.
4. Ханчук А.И., Голозубов В.В., Симаненко В.П., Малиновский А.И. Гигантские складки с крутопадающими шарнирами в структурах орогенных поясов (на примере Сихотэ-Алиня) // Доклады Академии наук, 2004, том 394, №6, с. 791-795.
5. Маргынов Ю. А., Ханчук А. И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихоте-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 21, № 1. С. 94–108.
6. Khanchuk A.I., Kemkin I.V., Kruk N.N. The Sikhote-Alin orogenic belt, Russian South East: Terranes and the formation of continental lithosphere based on geological and isotopic data // Journ. of Asian Earth Sci. 2016. Vol. 120. P. 117–138.

**ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И РУДОНОСНОСТЬ УРАЛА И ГОРНОГО АЛТАЯ
КАК ОТРАЖЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ
КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ****Холоднов В. В.¹, Крук Н. Н.², Петров Г. А.¹, Шагалов Е. С.¹**¹*Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург
Holodnov@igg.uran.ru*²*Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск*

Горно-Алтайский сегмент Центрально-Азиатского складчатого пояса был сформирован на океанической коре. Уральский подвижный пояс, в основном, имеет гетерогенное основание. Вместе с тем самая молодая Магнитогорская островодужная система, по-видимому, также была сформирована на мантийном (океаническом?) основании. Становление коры континентального типа в обоих регионах происходило в течение длительного времени практически синхронно, но при наличии ряда индивидуальных особенностей. Специфика гранитоидного магматизма характеризует главные этапы преобразования первичной коры данных орогенов и фиксирует изменение состава новообразованной континентальной коры во времени.

В Горном Алтае первичная кора была сформирована в два этапа: ранне- и позднекаледонский, существенно различающихся по составу, источникам и механизмам формирования [1]. Дальнейшая эволюция первичной коры происходила в аккреционно-коллизонной (C_3-O_1) и окраинно-континентальной (D_1-D_3) обстановках и сопровождалось гранитоидным магматизмом нормальной и повышенной щелочности [2]. Процесс завершился к концу девона формированием дифференцированной коры континентального типа. В разновозрастных и разнотипных террейнах Горного Алтая это событие произошло практически синхронно и маркировалось массовым внедрением «анатектических» гранитоидных батолитов, сложенных известково-щелочными гранитоидами с калинатровой специализацией щелочей [3]. С этого момента территория развивалась во внутриконтинентальном режиме.

Более сложный характер формирования и эволюции континентальной коры характерен для Уральского орогена. Здесь, как и в Горном Алтае, известны фрагменты венд-кембрийских примитивных островных дуг в составе тиманид на севере Полярного Урала и кадомид на южной окраине Урала [4; и др.]. В верхнем ордовике начала формироваться Тагильская островная дуга, которая прошла в своем развитии полный цикл эволюции. Здесь этап преобразования первичной коры в кору переходного типа был связан с изменением тектонического режима с островодужного на аккреционно-коллизонный и окраинно-континентальный ($S_2-D_{1,3}$) – в процессе приращения Тагильской дуги к окраине Восточно-Европейского континента (ВЕК). На этом этапе были последовательно сформированы лейкогаббро-анортозит-плагιοгранитная серия с возрастом 423–413 млн лет (Черноисточинский массив) и диорит-тоналит-гранитоидная серия с возрастом 406 млн лет (массив горы Ермакова) [5]. Геохимические особенности гранитоидов – это не только низкие содержания K, Rb и Th, но и высокие концентрации Sr (800–1600 г/т), резкая положительная аномалия Eu (до 2,5 и более), высокое отношение Sr/Ba (6–7). Формирование этих пород, вероятно, было связано с плавлением мафических комплексов Платиноносного пояса Урала (ППУ), формирующих фундамент Тагильской дуги [6]. Этот пояс, в виде цепочки гетерогенных плутонов, вытянутый на 1000 км вдоль окраины ВЕК, включает и блоки переработанного мантийного вещества, неопротерозойских (вендских) и раннепалеозойских габброидов [7]. В восточной краевой зоне ППУ пояс «коровых» гранитоидных массивов тесно сближен в пространстве и во времени с субмеридиональным поясом габбро-гранитных и габбро-сиенитовых интрузий, датируемых возрастом 425–405 млн лет. Для последних характерно сочетание «надсубдукционных» и «внутриплитных» геохимических характеристик, что типично также для обстановок границ скольжения литосферных плит [8; и др.]. Для интрузивных пород этого типа показательны не только значительные концентрации высокочarged элементов (Nb, Zr, Y и др.), но и высокие содержания хлора в апатитах, слюдах и амфиболах, отражающих особый состав флюидной фазы [9].

Таким образом, силур-раннедевонский этап преобразования островодужной коры в кору переходного типа фиксируется только в фундаменте силурийской островодужной системы. Масштабы его были в целом незначительны: крупные гранитоидные батолиты не формировались, проявления корового гранитоидного магматизма имели локальный ареальный характер, в гетерогенных комплексах ППУ они сопровождалась метаморфизмом амфиболитовой фации и зонами мигматизации. Более молодые герцинские высококалийные гранитоидные интрузии корового генезиса в пределах Тагильской силурийской островодужной системы неиз-

вестны: вероятно процесс формирования дифференцированной коры континентального типа здесь не был завершен.

На Южном Урале формирование и эволюция первичной коры была связана с развитием Магнитогорской островодужной системы, сформированной в раннем девоне и причлененной к краю ВЕК в позднем девоне-раннем карбоне. Рубеж D_3-C_1 (365–360 млн лет) соответствует и началу формирования наиболее крупных полихронных батолитов, сложенных породами габбро-тоналит-гранодиорит-гранитного (ГТГГ) состава, как на Южном (Челябинский, Пластовский массив и др.), так и на Среднем Урале (Верхисетский и др.). Максимум гранитоидного магматизма на Южном и Среднем Урале зафиксирован в карбоне и перми. На этом этапе в карбоне на Южном Урале в Магнитогорской мегазоне был образован целый ряд магматических серий различного состава и генезиса. Разнообразие магматизма здесь обусловлено тем, что аккреционная континентальная окраина Южного Урала испытала в этот период инверсию геодинамического режима – от субдукционного и аккреционного к трансформному с широким проявлением процессов скольжения островодужных блоков, образованием грабенов, мульд и зон надсубдукционного рифтогенеза. На этом этапе были сформированы: магнитогорский (Fe) габбро-гранитный комплекс (340–330 млн лет), худолозовский габбро-диоритовый (Cu-Ni) комплекс (320 млн лет), балбукский интрузивно-дайкивый комплекс (315 млн лет) с антидромной последовательностью становления: гранит-порфиры- сиенит-порфиры- диорит-порфиры и специализацией на золотое оруденение, гумбейский (W-Au) монцогаббро-сиенит-гранитный комплекс (305 млн лет). Ареалы и пояса корового гранитоидного магматизма ГТГГ типа в пространстве на этом этапе были разделены рядом субмеридиональных сдвиго-раздвиговых и грабеновых структур с ранне-среднекаменноугольным базитовым магматизмом, сочетающим в себе признаки надсубдукционных и внутриплитных образований. Сложный геодинамический режим карбона определил длительность (365–290 млн лет) и многоэтапность формирования самых крупных коровых батолитов Урала (Верхисетского, Челябинского, Пластовского и др.). В строении Верх-Исетского массива, например, принимают участие четыре главные серии (в порядке образования): габбро-диоритовая, тоналит-трондьемитовая (обе малокалиевые), тоналит-гранодиоритовая (калинатровая) и адамеллит-гранитная (наиболее калиевая) [5 и др.]. Первая из них датируется (циркон) возрастом 368 млн лет, вторая и третья – 320 млн лет, четвертая – 280 млн лет. Пермские (290–250 млн лет) события характеризовали коллизию ВЕК с Казахстанским континентом. На этом этапе в Восточно-Уральской мегазоне на Среднем и Южном Урале, где формировался Главный гранитный пояс Урала, практически субсинхронно внедрялись два типа богатых калием гранитоидных серий. Один из них представлен анатектическими гранитными батолитами (джабыкский, мурзинско-адуйский комплексы и др.), другой корово-мантийной монцодиорит-граносиенит-гранитной степнинской серией. Особенностью Восточно-Уральской мегазоны является наличие в ее составе среди различных по возрасту островодужных террейнов древних микроконтинентальных блоков рифейского и дорифейского возраста. Завершился пермский коллизионный магматизм на Среднем и Южном Урале внедрением пегматоидных гранитов Адуйского, лейкогранитов Кременкульского, Малышевского и ряда других поздних массивов, специализированных на фтор, калий и редкометалльное (Mo, W, Be, Li, Ta и др.) оруденение. На Горном Алтае в этот период также проявляется этап редкометалльного магматизма.

В целом для Урала и Горного Алтая характерен однотипный характер эволюции гранитоидного магматизма с постепенной сменой низкокалиевых образований умеренно- и высококалиевыми с одновременным обогащением пород LILE, HFSE и P3Э. В то же время процесс формирования зрелой континентальной коры на Урале имел более длительную и сложную историю, нежели в Горном Алтае. Специфика корообразующих процессов в Уральском поясе определялась двумя основными моментами. Во-первых, островодужные системы, формирующие фундамент Уральского орогена, прошли полный цикл развития, сопровождавшийся многократной ремобилизацией первичной гетерогенной коры. Во-вторых, практически для всех этапов геологической истории фиксируется сочетание в пространстве и времени проявлений корового и мантийного (в том числе – «внутриплитными» или «смешанными» геохимическими метками) магматизма. Совокупность этих двух факторов определила принципиально разный рудный потенциал этих двух регионов. В отличие от Горного Алтая, где образование большинства рудных месторождений связано с поздним внутриконтинентальным этапом, на Урале формирование широкого спектра руд, связанных с кислым магматизмом, фиксируется, начиная с ранних этапов формирования континентальной коры. Смена островодужного режима на аккреционно-коллизионный, а затем окраинно-континентальный и трансформный сопровождается в Магнитогорской мегазоне формированием крупных месторождений скарново-магнетитовой рудной формации, рудопроявлениями и месторождениями медно-молибден-порфирирового типа, сульфидным медно-никелевым оруденением, месторождениями золота и вольфрама. На более позднем пермском этапе коллизионного магматиз-

ма (Восточно-Уральская мегазона) образуется уже различное по составу редкометалльное (Mo, W, Be, Li, Ta и др.) оруденение.

Работа выполнена при частичном финансировании из гранта РФФИ 15-05-00576 и проекта УрО РАН № 15-18-5-24.

Литература

1. Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Шокальский С.П. и др. Континентальная кора Горного Алтая: природа и состав протолитов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 5. С. 551–570.
2. Kruk N.N., Rudnev S.N., Vladimirov A.G. et al. Early-Middle Paleozoic granitoids in Gorny Altai, Russia: Implications for continental crust history and magma sources // Journ. of Asian Earth Sciences. 2011. Vol. 42, N 5. P. 928–948.
3. Крук Н.Н. Континентальная кора Горного Алтая: этапы формирования и эволюции, индикаторная роль гранитоидов // Геология и геофизика, 2015, т. 56, № 8. С. 1403–1423.
4. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис. 2010. 280 с.
5. Ферштатер Г.Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
6. Холоднов В.В., Петров Г.А., Коновалова Е.В. Скарново-магнетитовые месторождения Урала: возрастная и геодинамическая типизация, флюидный режим, магматические источники // Процессы рудообразования и прикладная геохимия. М.: ИМГРЭ, 2013. С. 94–109.
7. Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Гердес А., Маслов А.В. Новые данные о составе и возрасте комплексов допалеозойского основания Тагильской палеоостроводужной системы на Северном Урале // Докл. РАН. 2014. Т. 459, №5. С. 589–594.
8. Ханчук А.И., Мартынов Ю.А. Тектоника и магматизм границ скольжения океанических и континентальных литосферных плит // Геологич. процессы в обстановках субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит. Владивосток: Дальнаука. 2011. С. 45–49.
9. Холоднов В.В., Бушляков И.Н. Галогены в эндогенном рудообразовании. Екатеринбург, 2002. 390 с.

СИНКОЛЛИЗИОННЫЙ БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ КАЛБА-НАРЫМСКОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Хромых С. В.^{1,2}, Изох А. Э.^{1,2}

¹*Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
serkhrom@mail.ru*

²*Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск*

В результате исследований магматических ассоциаций в составе аккреционно-коллизионных складчатых поясов Центральной Азии, проведенных в последние два десятилетия, было установлено, что базитовые комплексы являются их неотъемлемой частью, подчеркивая существенную роль мантии в аккреционно-коллизионных процессах. Вместе с тем вопрос об источниках и масштабах базит-ультрабазитового магматизма в коллизионных поясах остается дискуссионным и требует детальных петролого-геохимических и изотопно-геохронологических исследований конкретных базит-ультрабазитовых комплексов в пределах коллизионных складчатых систем.

Территория Восточного Казахстана является центральной частью Алтайской аккреционно-коллизионной системы, сформированной в позднем палеозое при сближении Сибирского и Казахстанского континентов [1]. Эволюция коллизионной системы началась с закрытия в раннем карбоне (турне – визе) Обь-Зайсанского океанического бассейна, а формирование собственно орогенного сооружения произошло в конце раннего карбона, что фиксируется появлением средне-позднекаменноугольных (нижний пенсильваний) континентальных молассовых отложений с базальными конгломератами в отдельных межгорных впадинах. Одним из индикаторов аккреционно-коллизионных процессов является Калба-Нарымская структурно-формационная зона, зародившаяся как окраинно-континентальный турбидитовый бассейн, заполненный в девоне-раннем карбоне продуктами размыва вулканогенных толщ Рудно-Алтайского террейна [2], а затем скученный в ходе коллизионных процессов [1]. Важнейшим элементом Калба-Нарымской зоны является одноименный крупнейший гранитоидный батолит, который сформирован при переплавлении теригенных турбидитовых толщ. Традиционно проявления гранитоидов считались индикатором коллизионных процессов, однако исследования последних лет показали, что разнообразный магматизм Восточного Казахстана было проявлен после завершения коллизионных процессов, на внутриплитной стадии развития региона – в интервале 300–280 млн лет (ранняя пермь), и был связан с активностью Таримского мантийного плюма [3]. Базитовый магматизм Калба-Нарымской зоны предшествует формированию Калба-Нарымского батолита, его возраст традиционно оценивался как ранне-карбонный (визе) и сопряженный с субдукционными процессами [4]. В настоящем сообщении изложены первые результаты исследования базитовых комплексов Калба-Нарымской зоны.

Массивы габброидов известны в северо-западной и юго-восточной частях Калба-Нарымской зоны, слагают цепочки небольших массивов северо-западного простирания. Наиболее крупным является Аблакеткинский интрузив, расположенный на северо-западе Калба-Нарымской зоны вблизи г. Усть-Каменогорск. Интрузив состоит из двух сопряженных массивов – Суровского на левобережье Иртыша и Таловского на правом берегу. Наиболее детально пока изучен Суровский массив. Он занимает площадь около 120 кв. км, вытянут в северо-западном направлении на 18 км при поперечных размерах 5–8 км. Породы массива прорывают углестые алевролиты и песчаники такырской свиты (D_3-C_1) и карбонатизированные алевролиты и песчаники кыставкурчумской свиты (D_2). В центральной части массива наблюдается провис кровли, занятый гнейсами и гнейсо-гранитами (Чечекская структура), под воздействием габброидов испытавших метаморфизм в условиях амфиболитовой фации [5]. Массив имеет ассиметричное строение. Нижние его горизонты, представлены перидотитами, пироксенитами и меланогаббро с подчиненным количеством мезо- и лейкогаббро, вскрываются вдоль юго-западного контакта. Северная ветвь сложена преимущественно лейко- и мезогаббро с прослоями меланогаббро и габброанортозитов. В центральной ее части обнажены оливиновые габбро и габбронориты, лейкотроктолиты и анортозиты, количество которых постепенно уменьшается на юго-восток.

В ходе исследований массива было выделено две группы пород. К первой группе относится основная часть пород массива, представленная перидотит-габбровой серией, ко второй – амфиболовые габбронориты, проявленные незначительно. Основываясь на взаимоотношении главных породообразующих минералов, а также на данных по их химическому составу можно заключить, что породы первой породной группы представляют дифференцированную перидотит-троктолит-габбровую серию, типоморфным минералом является оливин, железистость которого увеличивается к более дифференцированным породам (габбро). Увеличение

железистости отмечается также для ортопироксенов и клинопироксенов; плагиоклаз представлен битовнитом, а амфибол – паргаситом. Аксессуары представлены магнетитом, хромитом, пиротином и пентландитом. Породы второй серии характеризуются отсутствием оливина, более железистыми пироксенами (гиперстен и салит), менее глиноземистым амфиболом (эденит), плагиоклазом среднего состава (лабрадор – андезин). Типоморфным минералом пород второй серии является биотит, который отмечается повышенным содержанием глинозема. Аксессуары минералы представлены кварцем, апатитом, ильменитом, цирконом, пентландитом, халькопиритом.

Породы перидотит-габбровой серии образуют единый дифференцированный ряд, широко варьирующий по содержанию MgO, CaO, Al₂O₃. Отчетливо выделяются породы перидотитовой группы с повышенным содержанием магния. Габброиды характеризуются субгоризонтальными спектрами распределения редкоземельных элементов с выраженным европиевым максимумом; в перидотитах понижены концентрации легких лантаноидов при сохранении «габброидного» уровня тяжелых РЗЭ. Амфиболовые породы второй группы по содержанию ряда петрогенных компонентов не могут быть включены в тренд дифференциации пород первой группы. Помимо повышенных содержаний кремнезема и щелочей для них характерны повышенные содержания железа, титана и фосфора, пониженные – магния и кальция. Амфиболовые габбро имеют спектры редкоземельных элементов со слабым отрицательным наклоном, европиевый минимум отсутствует. Они отличаются от пород перидотит-габбровой серии повышенными содержаниями редких элементов, в том числе Rb, Ba, Th, U, K; отсутствием минимума в содержаниях Ta и Nb, небольшим максимумом в содержаниях Zr. Геохимические данные свидетельствуют о том, что породы второй группы произошли из более обогащенной базитовой магмы. По совокупности петрогеохимических характеристик породы массива могут быть отнесены к островодужной толеитовой или известково-щелочной сериям.

Геохронологические данные (⁴⁰Ar/³⁹Ar изотопный метод) по биотиту из гранитогнейсов Чечекской структуры свидетельствуют о возрасте метаморфизма и, следовательно, теплового воздействия габброидов в 312±3 млн лет [5]. Это позволяет оценить возраст формирования основного объема массива, представленного расслоенной перидотит-габбровой серией. Возраст амфиболовых габброноритов второй фазы был определен нами U-Pb методом по цирконам методом LA-SF-ICP-MS в ГИН СО РАН СО РАН, г. Улан-Удэ (аналитики В.Б. Хубанов, М.Д. Буянтуев). По данным измерений изотопных отношений в 36 экспериментальных точках получено значение возраста в 313±1 млн лет. Таким образом, внедрение двух фаз массива происходило субсинхронно, а различия в их составе, по-видимому, объясняются дифференциацией в глубинных камерах или в очаге генерации расплавов.

Совсем недавно нами были получены новые геохронологические данные о возрасте Таловского массива и аналогичных габброидов юго-восточной части Калба-Нарымской зоне, которые позволяют оценить временной интервал проявления базитового магматизма в Калба-Нарымской зоне в 317–312 млн лет (средний–поздний карбон), что синхронно процессам коллизионной орогении в регионе. Проявления базитового магматизма в коллизионной обстановке, предшествующего массовому гранитообразованию, свидетельствует об активной роли эндогенных процессов, происходивших в подлитосферной мантии. Активизация мантии в данном случае может быть объяснена появлением астеносферных окон – проникновением мантийных диапиров в подошву литосферы в результате ее разрывов, обусловленных трансформным скольжением коллидирующих плит и отрывом субдуцированной океанической плиты (слэба) [6]. Аналогичная модель предложена для формирования раннекарбонных габброидов Худолазовской мульды (Южный Урал), также сопряженных с аккреционно-коллизионными процессами [7].

Исследования выполнены в рамках выполнения базового проекта фундаментальных исследований ИГМ СО РАН № VIII.72.2.2., при финансовой поддержке РФФИ (грант № 16-05-00313-а).

Литература

1. Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И., Нахтигаль Г.П., Антоненко А.Н. Любецкий В.Н. Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 1. Геологическое строение. Алматы: Гылым. 1998. – 304 с.
2. Котлер П.Д., Крук Н.Н., Хромых С.В., Навозов О.В. Вещественный состав и источники осадочных толщ Калба-Нарымского террейна (Восточный Казахстан) // Вестн. Томск. гос. ун-та. 2015. № 400. С. 345–353.
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. 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. Труды ИГН им. К.И. Сатпаева. Т. 17. Алма-Ата: Наука. 1966. С. 32–45.
5. Савинский И.А., Владимиров В.Г., Сухоруков В.П. Чечекская гранитогнейсовая структура (Иртышская зона смятия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2015. № 1 (21). С. 15–22.
6. Мартынов Ю.А., Ханчук А.И. Кайнозойский вулканизм Восточного Сихотэ-Алиня: результаты и перспективы петрологических исследований // Петрология. 2013. Т. 21, № 1. С. 94–108.
7. Салихов Д.Н., Беликова Г.И., Пучков В.Н., Эрнст Р., Седерлуунд У., Камо С., Рахиов И.Р., Холоднов В.В. Никеленосный интрузивный комплекс на Южном Урале // Литосфера. 2012. № 6. С. 66–77.

**ПРЕОБРАЖЕНСКИЙ ГАББРО-ГРАНИТОИДНЫЙ ИНТРУЗИВ
(ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН): ПЕТРОГЕНЕЗИС И МЕХАНИЗМЫ
МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ**

Хромых С. В.^{1,2}, Бурмакина Г. Н.³, Соколова Е. Н.^{1,2}, Владимиров А. Г.^{1,2}, Котлер П. Д.¹

¹*Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск
serkhrom@mail.ru*

²*Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск*

³*Геологический институт СО РАН, ул. Улан-Удэ*

Преображенский габбро-гранитоидный массив расположен в осевой части Чарской структурно-формационной зоны, и является одним из немногих магматических образований в этой в целом амагматичной части Восточного Казахстана. Хорошая обнаженность и разнообразие магматических пород на современном эрозионном срезе подчеркивают интерес к его изучению. Первые сведения о внутреннем строении массива были получены в конце 1970-х годов [1], а в последние годы нами проведены детальные петролого-минералогические, изотопно-геохимические и геохронологические исследования, результаты которых представлены в докладе.

В строении массива принимают участие породы двух серий – базитовой, представленной габбро ($Pl+Ol+Opx+Amf+Bt$ и $Pl+CPx+Opx+Bt$) и габбро-диоритами ($Pl+Hbl+CPx+Bt+Kfs+Qtz$) и гранитоидной, представленной биотит-амфиболовыми граносиенит-гранитами ($Pl+Kfs+Qtz+Amf+Bt$) и лейкогранитами ($Qtz+Pl+Kfs+Bt\pm Grt$). Особое место занимают монцониты и кварцевые монцониты ($Pl+Kfs+Opx+Amf+Bt+Qtz+Fa$) характеризующиеся повышенной железистостью слагающих их минералов. По взаимоотношениям пород установлена последовательность внедрения магм: монцониты → габбро → биотит-амфиболовые граниты и габбродиориты → лейкограниты → постгранитные дайки долеритов, граносиенит-порфиров и аплитов. Монцониты являются наиболее ранней фазой внедрения и прорваны как габбро, так и биотит-амфиболовыми гранитами. Наиболее поздние лейкограниты прорывают все разности пород. Между габбродиоритами и гранитами в западной, центральной и восточной частях массива зафиксированы явления магматического минглинга. Между собой породы имеют фестончатые контакты, наблюдается взаимное проникновение диоритов и гранитоидов, округлые нодулы диоритов в гранитах и гранитов в диоритах. Наличие минглинг-взаимоотношений является прямым индикатором сосуществования базитовых и гранитоидных магм, то есть мантийно-корового взаимодействия. Диориты, участвующие в минглинге, состоят из плагиоклаза (зонального с битовнит-лабрадоровыми ядрами), клинопироксена, амфибола, биотита, калиевого полевого шпата и кварца (первые объем. %); аксессуарии – магнетит, ильменит, апатит. Диориты из непосредственно контактовых зон и из нодул-включений в гранитах демонстрируют изменение минерального и химического состава свидетельствует о контаминации диоритовой магмы на контакте с гранитной, что приводит к повышению калиевости и кремнекислотности и выражается в увеличении доли калишпата, кварца и изменении набора аксессуарных минералов. Граниты, участвующие в минглинге непосредственно на контактах граниты также контаминированы – содержат меньше кварца, больше биотита и амфибола по сравнению с главной разновидностью – «чистыми» амфибол-биотитовыми гранитами, и могут быть классифицированы как граносиениты. Таким образом, между сосуществующими магмами, помимо механического (минглинг) фиксируются признаки химического (миксинг) взаимодействия. Контаминация базитовых и гранитоидных магм во взаимодействии также фиксируется по химическому составу – диориты в зонах минглинга обогащены SiO_2 , K_2O и обеднены MgO , CaO , FeO , TiO_2 , P_2O_5 по сравнению с диоритами, не участвующими в минглинге.

Анализ состава минералов и вещественного состава пород указывает на родство габбро и габбро-диоритов. Габбро содержат до 2 мас. % K_2O , диориты до 2,5 мас. % K_2O ; вариации содержаний MgO , CaO , Al_2O_3 свидетельствуют, что в эволюции базитовых магм определяющую роль играло фракционирование клинопироксена и контаминация коровым материалом (привнос SiO_2 и H_2O). Обнаруженные в небольших количествах без-амфиболовые (неконтаминированные) габбро являются представителями родоначальных базитовых расплавов. Геохимические особенности базитов характеризуются преобладанием легких лантаноидов над тяжелыми, отмечены максимумы в концентрациях Ba , K , Zr , что сближает изученные породы с базальтами океанических островов (ОИВ). Это подтверждается и изотопными данными – результаты изотопного анализа $Sm-Nd$ и $Rb-Sr$ систем для габбро из обоих массивов показали, что первичные $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношения обладают составом, обогащенным относительно деплетированной мантии радиогенным стронцием

($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70357$), значение $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ составляет + 6,1. Совокупность приведенных данных позволяет сделать вывод, что габбро и габбродиориты в составе Преображенского массива являются производными субщелочных долеритовых магм, имеющих «плюмовые» геохимические характеристики.

Особое место занимают монцониты и кварцевые монцониты, представляющие первую фазу внедрения. Они характеризуются присутствием раннемагматического частично резорбированного фаялита, высокой железистостью фемических минералов (ортопироксена, амфибола и биотита). Содержания SiO_2 варьируют от 59 до 68 мас. %, щелочей – от 7,5 до 10,4 мас. %. По содержаниям Zr, Nb, Ce, Y, отношению $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$ в составе пород и минералов эти породы отчетливо могут быть классифицированы как граниты А-типа. Значение $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ составляет а для монцонитов $\epsilon\text{Nd}(\text{T}) = +6,8$. Несоответствие состава фемических минералов монцонитов минералам габброидов свидетельствует, что их источником являлись железистые дифференцированные магмы, являющиеся результатом глубинной дифференциации первичных базитовых магм, либо имеющие самостоятельный источник.

Гранитоиды характеризуются повышенными содержаниями щелочей, в том числе K_2O (от 3 до 6 мас. %), их составы на двухкомпонентных петрохимических диаграммах образуют единый тренд, демонстрируя последовательное снижение содержаний Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , MgO , CaO от граносиенитов до лейкогранитов. Концентрации легких лантаноидов преобладают над тяжелыми, на спайдер-диаграмме наблюдаются минимумы в содержаниях Ba, Sr, Eu, Ti, которые углубляются последовательно от граносиенитов до лейкогранитов. Геохимические данные подтверждаются изотопными – значение $\epsilon\text{Nd}(\text{T})$ составляет +7,3. Совокупность приведенных данных позволяет сделать вывод, что гранитоиды Преображенского массива являются результатом дифференциации субщелочных граносиенитовых магм, возникших при плавлении коровых субстратов при воздействии контаминированных субщелочных базитовых магм. Для определения флюидного режима магматического этапа кристаллизации кислых магм Преображенского массива выбирались первичные флюидные включения в минералах гранитов, лейкогранитов и пегматитов. Первичные ФВ в кварце гранитов существенно газовые. В газовой фазе присутствует углекислота, другие газы (метан, азот, сероводород) не обнаружены. Первичные включения в минералах лейкогранитов преимущественно газожидкие, присутствуют метан и вода, отсутствуют углекислота, азот, сероводород. Следовательно, при переходе от кристаллизации гранитов к кристаллизации лейкогранитов произошла смена условий с окислительных на восстановительные. Среди кристаллических фаз расплавных включений в кварце из гранитов преобладает мусковит, что типично для водосодержащих кислых расплавов. Расплавные включения в кварце лейкогранитов имеют необычный состав. Кристаллические фазы в них представлены альбитом, карбонатами (кальцит, нахколит и др.), апатитом, сульфатами, встречены анатаз, эгирин (ксеногенный). Можно предположить, что при кристаллизации минералов лейкогранитов присутствовал силикатный расплав с содержанием сульфатных и карбонатных компонентов.

Возраст формирования Преображенского массива был оценен нами с помощью U-Pb датирования единичных зерен цирконов, выделенных из монцонитов первой фазы и гранитов третьей фазы. Датирование проводилось методом LA-SF-ICP-MS на масс-спектрометре высокого разрешения Element XR (Thermo Fisher Scientific) с системой пробоотбора лазерной абляцией UP-213 (New Wave Research) в ГИН СО РАН (г. Улан-Удэ), согласно методике, описанной в [2]. По магматическим цирконам из монцонитов в восточной части массива (обр. X-1093) получено значение возраста по 38 экспериментальным точкам в $290,7 \pm 1,8$ млн лет. По магматическим цирконам из гранитов в западной части массива (обр. X-261) получено значение возраста по 39 экспериментальным точкам в $290,4 \pm 1,3$ млн лет. С этими датировками согласуется и полученное ранее значение возраста, полученное по цирконам из монцонитов в западной части массива (обр. X-267) с использованием SHRIMP-II (ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург) - значение возраста по 5 экспериментальным точкам составило $283,6 \pm 4,7$ млн лет. Полученные значения возраста совпадают с этапом проявления масштабного базит-гранитоидного магматизма в Восточном Казахстане [3, 4] а также в Северо-Западном Китае [4] и Тянь-шане [5], явившегося результатом крупной эндогенной активности, связанной с воздействием Таримского мантийного плюма.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (грант № 15-35-20815-мол-а-вед).

Литература

1. Ермолов П.В., Владимиров А.Г., Изох А.Э., Полянский Н.В., Кузубный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Орогенный магматизм офиолитовых поясов (на примере Восточного Казахстана). Новосибирск: Наука. 1983. 207 с.

2. Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ₃-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 1. С. 241–258.

3. 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.

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., Караваева Г.С. Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 5. С. 983–1004.

5. Xu Y.G., Wei X., Luo Z.Y., Liu H.Q., Cao J. The Early Permian Tarim Large Igneous Province: Main characteristics and a plume incubation model // Lithos. 2014. Vol. 204. P. 20–35.

6. Конопелько Д.Л., Бискэ Ю.С., Куллеруд К., Зельтманн Р., Диваев Ф.К. Кошрабадский гранитный массив в Узбекистане: петрогенезис, металлогения и геодинамическая обстановка формирования // Геология и геофизика. 2011. Т. 52? № 12. С. 1987–2000.

**РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЙ СОСТАВ ПРОИЗВОДНЫХ ПЛАВЛЕНИЯ КОРОВОГО СУБСТРАТА
В КОНТАКТЕ С ЩЕЛОЧНО-БАЗИТОВОЙ МАГМОЙ
(ГУСИНООЗЕРСКАЯ ДАЙКА, ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ):
В КОНТЕКСТЕ ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ КИСЛЫХ МАГМ**

**Хубанов В. Б.^{1,2}, Цыганков А. А.^{1,2}, Врублевская Т. Т.^{1,2},
Буянтуев М. Д.¹, Хромова Е. А.¹**

¹Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
khubanov@mail.ru

²Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ

Высококалиевые гранитоиды (эльваны, высококалиевые риолиты) нередко несут в себе редкометалльную минерализацию. Причины обогащения кислых магм редкими элементами и, собственно, калием остаются неясными. Следует отметить, что предшественниками для редкометалльно-гранитных комплексов Алтая и Прибайкалья показано, что в формировании высококалиевых гранитоидов участвуют мантийные источники, о чем свидетельствуют: приуроченность эльванов к глубинным разломам; их временная и пространственная ассоциация с проявлениями базитового, монцонитового и лампрофирового магматизма; геохимические и изотопно-геохимические особенности состава; при этом отсутствуют признаки вторичного преобразования [1–3\$ и др.].

В настоящем сообщении на примере изучения состава производных плавления гранитных ксенолитов лампрофировой Гусинозерской дайки приведенные данные, свидетельствующие, об обогащении (на порядок) редкоземельными элементами высококалиевых стекол в сравнение с субстратом, из которого они были выплавлены.

В формировании меловой лампрофировой Гусинозерской (Муртойской) дайки выделено не менее двух фаз внедрения щелочно-базитовой магмы. Лампрофиры разных пульсов становления близки по химическому, минеральному составу вкрапленников и основной массы. Их различие обусловлено преимущественно разной зернистостью основной массы: мелко- и среднезернистым сложением характеризуются породы первой (основной) фазы и тонкозернистым – заключительная фаза. Фенокристаллы представлены биотитом, клинопироксеном, апатитом, реже амфиболом и составляют от 2–4 до 15 % объема породы. Основную массу составляют полевые шпаты (около 50–65 %): плагиоклаз (андезин), тройной полевой шпат, калиевый полевой шпат и фемические минералы: биотит, клинопироксен и амфибол. Из рудных минералов присутствуют ильменит и титаномагнетит (5–7 %), и около 3–5 % апатита. Характерно наличие интерстиционного карбоната и цеолитов. По петрохимическому составу лампрофиры дайки – это щелочные базитовые породы (сумма щелочей 8–11 мас. % при SiO₂ 50–52 мас. %). На классификационной диаграмме TAS лампрофиры ложатся в компактную область между фонотефритами и тефритофонолитами. Практически повсеместно данные породы характеризуются нефелин-нормативным составом (ne ~ до 10 %), K₂O/Na₂O варьирует от 0,7 до 0,9, при содержании K₂O ~ 3,5–5,0 мас. %, концентрация Sr достигает 2500 ppm и Ba – до 3000 ppm, что типично для шошонитовых (известково-щелочных) лампрофиров [4].

Гранитоидные ксенолиты – это округлые и реже угловатые единичные образования массивных, полосчатых, пегматоидных, в том числе с текстурой «письменного гранита» и пегматитовых пород с резкой границей с вмещающей лампрофировой породой. Они распространены в приконтактной зоне центральной части Гусинозерской дайки со стороны висячего крыла. Их поперечный размер варьирует от 3–5 см до 15–20 см, а плотность распространения составляет от единичных до не более десяти включений на квадратный метр. Среди ксенолитов доминируют монополевошпатовые и двуполевошпатовые разности гранитного состава, полевой шпат – 70–75 %, кварц – 25–30 % и рудный минерал – менее 1 %, реже встречаются породы сиенитового состава. По размерности слагающих минералов породы ксенолитов варьируют от мелкозернистых до пегматоидных пород со всеми промежуточными разностями. Темноцветные минералы наблюдаются очень редко, на их месте обнаруживаются каверны. Полевые шпаты практически лишены пертитовых структур. В них широко развита микротрещиноватость, которая, возможно, отражает термическое воздействие.

В ксенолитах между слагающим их полевым шпатом и кварцем присутствует тонкозернистая зона (микрофельзитового и микрогранофирового сложения, и/или стекло), мощность которой увеличивается от центра ксенолита, где составляет доли миллиметра, к его периферии. Ближе к контакту с лампрофиром кристаллы полевого шпата и кварца разобщены значительно и, вместе с тонкозернистым цементом, образуют зону с

гломерогранулярной структурой, в которой отдельные зерна и агрегаты зерен ксенолита имеют плавно извилистые очертания, причем часто линии контуров соседних агрегатов кварца и полевого шпата субпараллельны друг другу. В случае включения зерна кварца в полевошпате около него имеется реакционная оторочка, как правило, состоящая из стекла и полевошпатовых микролитов. В обратном соотношении, когда зерно полевого шпата заключено в кварце, между минеральными фазами также наблюдается тонкая реакционная зона, но состоящая только из полевого шпата.

С помощью EMPA и LA-ICP-MS методов оценен элементный состав полевошпатов и кварца ксенолитов, а также производных их плавления. LA-ICP-MS измерялись концентрации Si, Al, Na, Cu, Rb, Sr, Mo, Ba, REE, Hf, W, Pb, Th и U. Исследованы ассоциации кварц–плагиоклаз–стекло и кварц–щелочной полевошпат–стекло. Во всех случаях, независимо от протолитового субстрата (плагиоклазовый или щелочно-полевошпатовый), стекло обогащено калием относительно натрия. В кварце практически все элементы-примеси находятся ниже пределов обнаружения. Mo и W в концентрации в десятые доли ppm определены только в некоторых стеклах. Полевые шпаты содержат больше Sr и обеднены остальными микроэлементами по сравнению с ассоциирующим стеклом. Сумма REE в полевошпатах варьирует от первых до 10 ppm, при этом концентрации HREE в большинстве из них ниже предела обнаружения. Тогда как, сумма REE в стеклах составляет от первых десятков до 200 ppm, а концентрации LREE и MREE, за исключением Eu, на порядок больше, чем в полевошпатах протолита. $(La/Yb)_n$ в стеклах варьирует от 15 до 45 и только в двух анализах этот показатель равен 139 и 168, и в них наблюдается отчетливый Eu минимум, $Eu/Eu^* \sim 0,35-0,6$.

Нередко в плагиоклазах гранитоидных ксенолитов присутствуют полевошпатовые оторочки. Выделяется две разновидности полевошпатовых кайм: тип 1 – непосредственно в контакте с лампрофиром, и тип 2 – в контакте со стеклом или кварцем. Первые имеют мощность до 0,5 мм, по макросоставу они близки к материнскому полевошпату или несколько обогащены калием. По содержанию микрокомпонентов в этих оторочках наблюдаются повышенные концентрации Ba, Rb, LREE, Eu, Th и U. Вторая группа кайм имеет мощность от десятков до 150 мкм и щелочно-полевошпатовый состав, и в отличие от плагиоклазовой центральной части они обеднены Sr, обогащены Rb, Ba, Th и U.

Таким образом, учитывая высокие содержания калия и LIL элементов в лампрофирах дайки, мантийный источник щелочно-базитовых магм был флогопитсодержащим, что, в целом, характерно для позднепалеозой-мезозойского базитового магматизма Забайкалья [5]. Плавление гранитоидных ксенолитов в контакте с щелочно-базитовой магмой происходило в присутствии щелочного флюида, выделившегося из кристаллизующегося лампрофира. Новый расплав, возникший при частичном контактовом плавлении, резко обогащен калием и некогерентными элементами в сравнении с полевошпат-кварцевым протолитом. Принимая во внимание, что полевошпатовые каймы вокруг полевошпатовых кристаллов ксенолита в непосредственном контакте с вмещающим лампрофиром также имеют повышенные содержания элементов-примесей, то можно сделать вывод о поступлении рассеянных элементов из вмещающего лампрофира вместе с флюидом.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект № 14-05-00498).

Литература

1. Антипин В.С., Холлс К., Митичкин М.А. и др. Эльваны Корнуолла (Англия) и Южной Сибири – субвулканические аналоги субщелочных редкометалльных гранитов // Геология и геофизика. 2002. Т. 43, № 9. С. 847–857.
2. Анникова И.Ю. Редкометалльные граниты, онгониты и эльваны Калгутинского массива, Южный Алтай (состав, связь с оруденением, петрогенетическая модель формирования): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2003. 20 с.
3. Владимиров А.Г., Анникова И.Ю., Антипин В.С. Онгонит-эльвановый магматизм Южной Сибири // Литосфера. 2007. № 4. С. 21–40.
4. Rock N.M.S. The nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and spessartites // Trans. R. Soc. Edinb.: Earth Set, 1984, v. 74, pp. 193-227.
5. Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Филимонов А.А. Бимодальные вулканогенные и субвулканические ассоциации Западного Забайкалья (PZ₃-MZ): источники магм, эволюция, геодинамика // Литосфера. 2010. № 3. С. 78–86.

АНГАРО-ВИТИМСКИЙ БАТОЛИТ: ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА

Цыганков А. А.^{1,2}, Хубанов В. Б.^{1,2}, Бурмакина Г. Н.¹

¹Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ
tsygan@gin.bscnet.ru

²Бурятский государственный университет, г. Улан-Удэ

В Центральной Азии располагаются крупнейшие на земле гранитоидные батолиты – Ангаро-Витимский, Хангайский, Хэнтэйский, временной интервал формирования которых охватывает более 100 млн лет позднепалеозойской и раннемезозойской истории геологического развития этого обширного региона. Площадь, занимаемая гранитоидами отдельных батолитов, составляет от 100 тыс. до 150 тыс. км², а объем каждого, по разным оценкам превышает 1 млн км³, что сопоставимо с крупнейшими трапповыми провинциями Земли. Полученные в последние 10–15 лет многочисленные изотопно-геохронологические определения однозначно указывают на дискретный характер гранитоидного магматизма. Иначе говоря, каждый из перечисленных батолитов формировался в течение нескольких десятков млн лет, после чего наступал амагматичный период.

Расположение гранитоидных батолитов в центральной части Азиатского континента уже само по себе, казалось бы, указывает на внутриплитный характер этого магматизма. Тем не менее, в последние годы активно обсуждаются несколько геодинамических моделей батолитообразования, причем наиболее дискуссионной является геодинамическая природа самого раннего и самого крупного Ангаро-Витимского батолита. При этом в центре внимания находится как собственно геодинамический аспект, так и продолжительность его формирования.

Нами получены новые изотопно-геохронологические данные по северо-западной ранее слабо геохронологически охарактеризованной части батолита, а также новые данные по сопутствующему базитовому магматизму, что позволяет внести некоторые ограничения на круг обсуждаемых гипотез.

Для изотопного датирования была отобрана серия проб разнотипных гранитоидов, включая гнейсовидные биотитовые граниты с фрагментами метаморфического субстрата, массивные однородные биотитовые граниты, порфириовидные кварцевые сиениты и кварцевые монцониты, дайки мелкозернистых гранитов, секущие гнейсовидные разности и кварцевые монцониты. Основываясь на данных по центральной части Западно-Забайкальского магматического ареала [1] перечисленные разновидности гранитоидов могут быть параллелизованы с баргузинским, чивыркуйским и зазинским интрузивными комплексами. Пробы отобраны вдоль северо-восточного побережья оз. Байкал, из северной части батолита (район г. Бодайбо) и в северо-западном борту Баргузинской впадины. Все определения выполнены U-Pb методом по цирконам (LA-ICP-MS) по методике, детально охарактеризованной в [2]. Для гнейсовидных гранитов баргузинского комплекса получены возрасты в диапазоне 312–303 млн лет, для чивыркуйских кварцевых сиенитов и кварцевых монцонитов – 305–288 млн лет, для зазинских гранитов, представленных небольшими дайками – 300–276 млн лет.

Таким образом, новые определения практически полностью «ложатся» во временные интервалы формирования рассматриваемых комплексов, установленные на основании данных по центральной части Ангаро-Витимского батолита [1, 3, 4].

Геодинамическая обстановка позднепалеозойского магматизма Западного Забайкалья, как отмечалось, дискуссионна. Обсуждаются несколько возможных моделей: плюмовая [5], модель активной континентальной окраины [6], постколлизонная модель [1, 4]. Кроме того, следует отметить модель деламинации коры коллизонного орогена [7]. Каждая из этих моделей имеет как достоинства, так и слабые места, однако в целом следует признать, что вопрос позднепалеозойской геодинамики Забайкалья может быть решен лишь с привлечением данных «независимых» от собственно гранитоидов.

Модель позднепалеозойской активной континентальной окраины пользуется достаточно широкой поддержкой. Тем не менее, целый ряд фактов плохо согласуется с этими представлениями. Позднепалеозойский магматизм Забайкалья имеет ареальный, а не линейный, как в АКО, характер; гранодиориты, тоналиты и плагиограниты среди позднепалеозойских образований отсутствуют или имеют крайне ограниченное распространение; практически нет андезитовых (в широком смысле) вулканогенных образований соответствующего возраста, тогда как кембрийские карбонатные и девон-раннекаменноугольные терригенные отложения местами сохранились.

Согласно [1, 4] предполагается, что формирование АВБ происходило в постколлизийный этап развития Байкальской складчатой области. При этом под «постколлизийным» понимается период после завершения коллизии двух или более «континентальных» плит и сопутствующего высокотемпературного метаморфизма в условиях значительных горизонтальных перемещений террейнов вдоль крупных сдвиговых зон (mega-shear zones) [8], что предшествует переходу к типично внутриплитному режиму. Очевидно, что предлагаемая модель имеет право на жизнь лишь в том случае, если будут получены надежные свидетельства коллизийных событий, непосредственно предшествующих гранитообразованию. Такие свидетельства появились в последние годы. Однако, масштаб коллизийных (орогенных) процессов, был, судя по всему, не столь значителен, чтобы обеспечить формирование гигантского объема гранитоидов в относительно короткий период времени.

В основе деламинационной модели также лежит предположение о масштабных коллизийных процессах (герцинская орогения) непосредственно предшествовавших массовому гранитообразованию, что, как отмечалось, пока не имеет надежного обоснования.

Плюмовая модель гранитообразования вероятно наиболее обоснована. Одним из надежных магматических индикаторов «плюмовой» геодинамики являются породы базитового и щелочно-базитового ряда, геологические и геохронологические данные по которым [9–11] указывают на их синхронность с процессами гранитообразования.

Учитывая все *pro* и *contra* можно предположить, что специфика позднепалеозойского магматизма Западного Забайкалья определялась пространственно-временным совмещением низкоэнергетического мантийного плюма с завершающей стадией герцинской орогении. На раннем этапе магматизма, при формировании баргузинских гранитов, мантийный плюм оказывал исключительно тепловое воздействие на породы относительно разогретой (в результате герцинских складчато-надвиговых деформаций) коры. «Горячая» пластичная кора была трудно проницаема для мантийных магм, поэтому, на первом этапе доминировал кондуктивный теплоперенос, что согласуется с широким развитием автохтонных гранитов (порядка 20 % баргузинского комплекса) и отсутствием «мантийных меток» в аллохтонных разностях.

Смешение мантийных базитовых и коровых салических магм на разных гипсометрических уровнях ознаменовало переход от коровых гранитов к смешанным – мантийно-коровым, включающим все (вероятно кроме щелочных гранитов) постбаргузинские комплексы. Таким образом, позднепалеозойский магматизм Забайкалья по своему месту в геологической истории является посторогенным (постколлизийным), но инициирован и развивался под воздействием мантийного плюма.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФ (проект № 15-17-10010).

Литература

1. Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика. 2010. Т. 51, № 9. С. 1249–1276.
2. Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Цыганков А.А. U-Pb изотопное датирование цирконов из PZ3-MZ магматических комплексов Забайкалья методом магнитно-секторной масс-спектрометрии с лазерным пробоотбором: процедура определения и сопоставление с SHRIMP данными // Геология и геофизика. 2016. Т. 57, № 1. С. 241–258.
3. Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды Западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика. 2014. Т. 55, № 2. С. 197–227.
4. Litvinovsky V.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzir Y., Be'eri-Shlevin Y. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkline magmas: The Late Paleozoic post-collisional igneous province Transbaikalia // Lithos. 2011. Vol. 125. P. 845–874.
5. Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.А., Ковач В.П., Яковлева З.С., Бережная Н.Г. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология, 1997. Т. 5, № 5. С. 451–466.
6. 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 of the Mongol-Okhotsk Ocean // Journ. of Asian Earth Sci. 2013. Vol. 62. P. 79–97.
7. Гордиенко И.В., Киселев А.И., Лашкевич В.В. Деламинация литосферы и связанный с ней магматизм в складчатых областях (на примере складчатого обрамления юга Сибирской платформы) // Проблемы глобаль-

ной геодинамики: Материалы теоретического семинара ОГТТГН РАН, 2000-2001 гг. / Ред. Рундквист Д.В., М., 2003. С. 185–199.

8. Liégeois J.P., Navez J., Hertogen J., Black R. Contrasting origin of post-collisional high-K calc-alkaline and shoshonitic versus alkaline and peralkaline granitoids. The use of sliding normalization // *Lithos*. 1998. Vol. 45. P. 1–28.

9. Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Травин А.В., Лепёхина Е.Н., Бурмакина Г.Н., Анциферова Т.Н., Удоратина О.В. Позднепалеозойские габброиды Западного Забайкалья: U-Pb (SHRIMP-II, LA-ICP-MS) и Ag-Ag изотопный возраст, состав, петрогенезис // *Геология и геофизика*. 2016. Т. 57, № 1. С. 1005–1027.

10. 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.

11. Дорошкевич А.Г., Рипп Г.С., Сергеев С.А. U-Pb (SHRIMP-II) изотопное датирование цирконов из щелочных пород Витимской провинции, Западное Забайкалье // *Докл. РАН*. 2012. Т. 443. № 1. С. 73–77.

ПЕТРОСТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ УЛЬТРАМАФИТОВ
ХАЧЕРУЗСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

Чернышов А. И.

*Томский государственный университет, г. Томск
aich@ggf.tsu.ru*

Харчерузский массив является южным фрагментом Хадатинского офиолитового пояса, который замыкает на севере офиолитовые комплексы Полярного Урала [1]. Вероятно, он является эрозионно-тектоническим клипом от основного тела ультрамафитового массива Сыум-Кеу. Массив представляет собой пластинообразное тело широтного простирания, в отличие от массива Сыум-Кеу, имеющего субмеридиональное простирание. Массив сложен метаморфизованными породами дунит-гарцбургитового комплекса. Преобладающими являются интенсивно деплетированные дуниты довольно свежего облика. Гарцбургиты выявляются среди дунитов в виде реликтовых участков, уцелевших от полной депироксенизации. Среди дунитов встречаются линейные тела и зоны хромитов, имеющих преимущественно субширотное простирание, согласное с простиранием массива. В массиве отмечаются мелкие тела габброидов, а в их экзоконтактовых зонах габброидов устанавливаются реакционно-метасоматические верлиты и клинопироксениты.

Для метаморфических дунитов характерны значительные вариации структур от крупнозернистых до тонкозернистых. По интенсивности проявления признаков пластической деформации выделяются следующие микроструктурные типы дунитов: протогранулярный→мезогранулярный→порфинокластовый→порфиroleйстовый→мо-заичный [2]. Их последовательность отражает возрастающую степень пластической деформации зерен оливина. Близкие микроструктурные типы были выделены в дунитах и гарцбургитах массива Сыумкеу В.Р. Шмелевым [3].

По составу оливины из дунитов Харчерузского массива являются близки оливинам из дунитов хромитового Кемпирсайского массива. Они соответствуют форстериту (Fa от 8,0 до 11,5 %). Для дунитов устанавливается тенденция уменьшения железистости оливина с увеличением степени его пластического деформирования в результате синтектонической рекристаллизации. Хромшпинелиды в дунитах Харчерузского массива характеризуются значительной вариацией химического состава. Они отличаются высокой железистостью и хромистостью, что, вероятно, связано с их высокой степенью метаморфизма, обусловленной высокотемпературными пластическими деформациями.

Проведенный петроструктурный анализ оливина в дунитах и хромитах позволил выявить предпочтительные узоры его оптических ориентировок, которые отражают термодинамические условия их формирования и последующих наложенных пластических деформаций на разных этапах их формирования [2].

Первый этап осуществлялся в процессе деплетирования исходных мантийных гарцбургитов и способствовал образованию на их месте дунитов. Процесс депироксенизации протекал в мантийных условиях при высоких температурах и сопровождался рекристаллизацией отжига. Отжиг способствовал росту благоприятно ориентированных зерен оливина, за счет неблагоприятно ориентированных с образованием крупных, лишенных признаков пластических деформаций, зерен с плавными границами [4]. В результате частичного плавления гарцбургитов ортопироксены растворялись. Из образовавшихся растворов-расплавов, обогащенных Al, Mg, Fe и Cr, образовались новообразованные хромшпинелиды. В результате деплетирования дуниты обогащались хромшпинелидами.

Второй этап реализовался, главным образом, высокотемпературным пластическим течением в условия снижения температуры, очевидно, в зоне перехода верхняя мантия-земная кора. В процессе реализации этого этапа при возрастании степени пластического деформирования дунитов на месте грубо-, крупнозернистого протогранулярного оливина возникает среднезернистый мезогранулярный. Пластические деформации оливина осуществлялись преимущественно высокотемпературным трансляционным скольжением по системам: $\{0kl\}[100]$, $(001)[100]$, которые, очевидно, сопровождалась поверхностной диффузионной ползучестью. Пластические деформации этого этапа протекали в режиме снижения температур от 1000 до 650 °С, низкой скорости (менее 10^{-6} с⁻¹), значительного всестороннего давления (более 10 кбар) и условиях осевого сжатия [5]. В результате образуются дуниты с равновесной среднезернистой микроструктурой. Границы зерен оливина становятся плавными, прямолинейными и часто сходятся в тройных точках под углом 120°. При этом оптическая ориентировка зерен оливина контролируется, сохраняющимся внешним полем напряжения. На этом этапе, вероятно, происходило формирование хромитового оруденения в дунитах в зонах интенсивного высокотемпера-

турного послойного пластического течения, которое способствовало сегрегации хромшпинелидов в линейные зоны с образованием вкрапленных руд.

На третьем этапе пластические деформации ультрамафитов протекали в условиях интенсивных осевых и сдвиговых деформаций при умеренно высоких и сравнительно низких температурах (~500–750 °С), при значительных скоростях ($\epsilon > 10^{-4} \text{ с}^{-1}$) и всестороннем давлении (~5 кбар) в процессе перемещения ультрамафитов по зонам глубинных надвигов в верхние части земной коры [5]. Пластическое течение в оливине осуществлялось, главным образом, синтетектонической рекристаллизацией при подчиненной роли трансляционного скольжения по системам: (001)[100], (110)[001], (100)[010] и катакластического течения. В результате образуются порфирокластовые, порфиroleйстовые и мозаичные дуниты. Под действием интенсивных пластических деформаций на этом этапе линейные зоны вкрапленного оруденения подвергались деструкции с образованием линзовидных тел хромитов, из которых происходило «выдавливание» пластичного оливина [6]. В результате неравномерного «выдавливания» оливина сформировались густовкрапленные и сплошные хромиты. Процессы метаморфизма на этом этапе способствовали существенному возрастанию хромистости хромитовых руд.

Литература

1. Петрология и метаморфизм древних офиолитов (на примере Полярного Урала и Западного Саяна) / Н.Л. Добрецов, Ю.Е. Молдаванцев, А.П. Казак и др. Новосибирск: Наука, 1977. 221 с.
2. Чернышов А. И., Юричев А. Н. Структурная эволюция дунитов и хромитов Харчерузского массива (Полярный Урал) // Геотектоника. 2016. № 2. С. 62–77.
3. Шмелев В.Р. Гипербазиты массива Сьум-Кеу (Полярный Урал). Структура, петрология, динамометаморфизм. Екатеринбург: УрО АН СССР, 1991. 79 с.
4. Николя А. Основы деформации горных пород. М.: Мир, 1992. 168 с.
5. Mercier J.C. Olivine and Pyroxenes // Preferred orientation in deformed Metals and Rocks: An introduction to modern texture analysis Academic Press. INC., 1985. P. 407–430.
6. Савельев Д.Е., Сначев В.И., Савельева Е.Н., Бажин Е.А. Геология, петрогеохимия и хромитоносность габбро-гипербазитовых массивов Южного Урала. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. 320 с.

ПЕРМСКИЕ ВНУТРИПЛИТНЫЕ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ АЗИИ

**Шелепаев Р.А.^{1,2}, Поляков Г.В.¹, Изох А.Э.^{1,2}, Вишневикий А.В.^{1,2},
Егорова В.В.^{1,2}, Шелепов Я.Ю.^{1,2}**

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

²*Новосибирский государственный университет*

Пермский период в истории Азии характеризуется широким развитием внутриплитного магматизма, который традиционно связывается с мантийными плюмами: это базитовый магматизм Сибирского, Южно-китайского и Таримского кратонов. С этим этапом связаны крупные месторождения меди, никеля, платиноидов, титана, ванадия и др. Кроме того, среди складчатого обрамления этих кратонов известны пермские базитовые ассоциации. Такая синхронная или почти синхронная магматическая активность вызывает вопрос – пермский базитовый магматизм складчатых поясов это отголоски деятельности крупных событий, происходящих на кратонах, или проявление базитового магматизма связанное с независимым мантийным плюмом? Наиболее интересен в этом отношении Хангайский регион Монголии. Эта территория равноудалена от центров Сибирской, Таримской и Эмейшаньской крупных изверженных провинций (LIP). Здесь пермский базитовый магматизм, проявился в виде достаточно крупных дифференцированных ультрамафит-мафитовых интрузивов, небольших силлов и широко распространенных эффузивов. Пермский базитовый магматизм Хангая, в отличие от магматизма кратонов, сопровождается развитием гигантских гранитоидных батолитов и крупных объемов кислых вулканитов. Здесь проявлены также ультрамафит-мафитовые интрузивы, в том числе и содержащие сульфидную и оксидную минерализацию. Это Номгонский троктолит-лейкогаббровый, Орцогоулинский перидотит-габбровый, Дзараулинский габбро-монцогаббро-монцодиоритовый, Дзадгайнурский и Нарийн-толбурийнгольский габбро-монцодиоритовый, Яматулинский перидотит-габбро-монцогаббровый интрузивы и др. Для них комплексом изотопных методов подтвержден пермский возраст [1, 2].

Существуют две принципиальные точки зрения на пермский магматизм Хангая. 1. этот магматизм есть следствие воздействия Хангайского мантийного плюма (или горячей точки) и является сиалической крупной изверженной провинцией [3]. 2. данных для выделения Хангайской LIP не достаточно, и весь этот магматизм связан с другой, нежели внутриплитной, геодинамической обстановкой, возможно активной континентальной окраиной [4].

Пермские интрузивы образуют два субширотных пояса: один северный, расположенный на северном склоне Хангайского нагорья и продолжающийся на территории Бурятии и обозначенный в качестве первой фазы бичурского габбро-монцонит-гранитного комплекса Хилок-Витимской СФЗ; а второй – южный вытянутый вдоль южного склона Хангая. В северный пояс массивов входят ряд габбро-монцодиоритовых интрузивов (Нарийнтолбурийнгольский, Халдзагийндабинский и др.), Тамирский ареал тамирского комплекса перидотит-габбровых интрузивов (Орцогоулинский массив), ряд интрузивов селенгинского комплекса (Номгонский массив). В южный пояс следует включить габбро-монцодиоритовые массивы Хара-Тэг, Дзадгайнурский, Дзараулинский, Яматулинский и др. Такое линейное распределение интрузивов конформно поясам распространения пермских вулканитов, в том числе базальтоидам, выходы которых известны на хр. Хан-Тайшир, Аргалант, Хан-Хухей.

Изотопно-геохимические данные по пермским интрузивам Хангая показывают изотопную неоднородность мантийного источника. Например, для Дзараулинского габбро-монцогаббро-монцодиоритового массива анализ изотопов Sm и Nd показал, что самые контрастные по кремнекислотности породы интрузива – габброиды и монцодиориты имеют очень близкие значения $\epsilon Nd(T)$: 0,62 и –0,45 соответственно для Дзараулинского массива, а монцогаббро, слагающие небольшое тело в северной части Дзараулинского массива, имеет $\epsilon Nd(T)$ 8,4, что близко к значению DM. Однако монцогаббро имеют высокие содержания калия и других некогерентных элементов. Такие высокие значения $\epsilon Nd(T)$ можно объяснить обогащением мантийного источника непосредственно перед его частичным плавлением. Таким образом, для образования пород Дзараулинского массива можно предложить либо одновременное, либо последовательное плавление гетерогенной мантии. Изотопно-геохронологические исследования показали синхронный возраст для монцогаббро и монцодиоритов, но геологические взаимоотношения между ними проследить не удалось. Поиск подобных вариаций среди стратифицированных базальтов, поможет определить последовательность появления таких значительных изотопных аномалий, а, следовательно, и соответствующее изменение состава мантии.

Для сопоставления результатов, полученных по базитовому магматизму Хангая, можно использовать объекты, расположенные в складчатом обрамлении Сибири, Тарима и Южного Китая. В качестве таких объектов могут служить интрузивы Северного Казахстана и Северного Вьетнама.

Интрузивы Аргимбайского интрузивного пояса Северного Казахстана относятся к Таримскому возрастному рубежу [5]. В настоящее время в обрамлении Таримского и Джунгарского блоков известно более 20 проявлений ультрамафит-мафитового магматизма, возраст которого укладывается в интервал 290-275 млн лет. Аналогичные интрузивы широко распространены в Восточном Казахстане. Габброиды в Аргимбайском интрузивном поясе, включающем около 10 массивов, сложенных породами двух магматических комплексов – более раннего габбрового (аргимбайского) и более позднего пикритодолерит-пикритового (максутского). Установлено, что формирование массивов аргимбайского комплекса происходило за счет обогащенного мантийного источника. Более поздние пикритоиды максутского комплекса наследуют петрогеохимические характеристики аргимбайской ассоциации, но отличаются большей магнезиальностью, меньшей кремнекислотностью и меньшим содержанием щелочей. Геохимическое сходство пород двух комплексов позволяет предполагать их формирование из одного мантийного источника. Однако $\epsilon\text{Nd}(T)$ для пород аргимбайского комплекса 4,6–5,3, а для максутского – 6,1–7,0, что указывает на гетерогенность данного источника [6].

Внутриплитные массивы комплекса Нуйчуа Северного Вьетнама. Наряду с относительно крупными расслоенными массивами (Нуйчуа, Кхаокуе, Чинанг, Нуенчу) к комплексу Нуйчуа относятся сравнительно небольшие интрузивные тела (до 5 км в поперечнике) монцодиоритов – массив Шондау, а также безымянные тела, расположенные в ареале западного блока плутона Нуйчуа. Проведенные геохронологические исследования циркона из пород массива Шондау, показали значения U-Pb возраста, определенные SHRIMP методом, $250,4 \pm 2$ млн лет, что полностью совпадает с приведенным выше возрастом габброидов краевой серии пород плутона Нуйчуа $251 \pm 3,4$ млн лет [7]. Цирконы из краевой серии массива Кхаокуе имеют конкордантный возраст – 260 ± 4 млн лет, а из массива Чинанг – $264 \pm 3,6$ млн лет. Полученные датировки свидетельствуют о принадлежности пород комплекса Нуйчуа к производным Эмейшаньского мантийного плюма [7]. Однако интрузивы этого комплекса связаны не только с завершающим этапом – 250 млн лет, но и с ранним этапом его воздействия (около 260 млн лет). Монцодиориты же связаны с производными позднего этапа. Анализ изотопно-геохимических Sm-Nd данных по плутону Нуйчуа показал, что самые высокие значения $\epsilon\text{Nd}(T)$ 0,9 характерны для оливиновых габбро расслоенной серии, породы пегматоидной серии характеризуются значениями $\epsilon\text{Nd}(T)$ – 0,7, для краевой серии пород – минус 4,5, монцодиориты массива Шондау – минус 9,5. Полученные данные указывают, что в процессе образования монцодиоритов имела место контаминация древним коровым материалом. Если предположить очень обогащенный коровый источник (содержание Nd в коровом материале 100 ppm), то при таких концентрациях Nd, значение $\epsilon\text{Nd}(T)$ должно быть не более –25, а доля контаминанта не могла превышать 20 объем. %.

Таким образом, полученные геохронологические данные позволяют утверждать, что базитовый интрузивный магматизм Хангая связан с Монгольской горячей точкой, и существовал на протяжении поздней перми. Принадлежность изученных интрузивов к дериватам пермского плюмового мантийного магматизма повышает вероятность их платиноносности, тем более что для Номгонского массива установлено присутствие минералов платиновой группы [8]. Для пермских внутриплитных ультрамафит-мафитовых интрузивов складчатого обрамления кратонов Азии в ряде случаев реконструируется композитный состав мантийного источника, с общей тенденцией смены с деплетированного на обогащенный.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант № 16-05-00980, 16-55-540003).

Литература

1. Шелепаев Р.А., Егорова В.В., Изох А.Э., Вишневецкий А.В., Шелепов Я.Ю., Руднев С.Н. Пермские габброидные интрузивы Хангайского нагорья (Западная Монголия) // Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы: Материалы VI Рос. конф. по изотопной геохронологии (г. Санкт-Петербург, 2–5 июня 2015 г.). СПб.: Springer, 2015. С. 337–338.
2. Изох А.Э., Вишневецкий А.В., Поляков Г.В., Шелепаев Р.А. Возрастные рубежи пикритового и пикритодолеритового магматизма Западной Монголии // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 10–31.
3. 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.
4. Ernst R. Large Igneous Provinces. 2014. 666 p.

5. Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э., Поляков Г.В., Оболенский А.А. Пермо-триасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2006. № 1. С. 166–182.
6. 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.
7. Поляков Г.В., Шелепаев Р.А., Чан Чонг Хоа, Изох А.Э., Балыкин П.А., Нго Тхи Фыонг, Чан Куок Хунг, Буй Ан Ньен Расслоенный перидотит-габбровый плутон Нуйчуа как проявление пермско-триасового мантийного плюма на севере Вьетнама: возраст, особенности состава, происхождения и рудоносности // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 6. С. 653–669.
8. Изох А.Э., Майорова О.Н. Родийсодержащий сперилит из Номгонского массива (МНР) // Докл. АН СССР. 1990. Т. 313. № 5. С. 1212–1215

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ГЕНЕЗИС КОЛЛИЗИОННЫХ И ВНУТРИПЛИТНЫХ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ПРИБАЙКАЛЬЯ

Щептякова Н. В.^{1,2}, Антипин В. С.^{1,2}

¹*Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск
viksaly@mail.ru*

²*Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск*

Гранитоиды являются наиболее распространенными породами в континентальной земной коре, и установлено, что они могут формироваться в условиях различных геодинамических обстановок. В последние годы все большее внимание уделяется анализу закономерностей развития внутриплитного гранитоидного магматизма, который позволяет рассматривать процессы гранитообразования в условиях взаимодействия земной коры и верхней мантии [Ярмолюк, Коваленко, 2003]. Несмотря на возможность зарождения и эволюции гранитоидных магм в условиях различных геодинамических режимов, характерной особенностью является часто проявленное вещественное (минералого-петрографическое и петрохимическое) сходство гранитов, что может определяться близостью физико-химических условий их образования и составом протолита. Вместе с тем, анализ редкоэлементных и изотопно-геохимических характеристик этих пород может способствовать выявлению источников гранитных магм и определению индикаторных критериев для установления геодинамических обстановок, в которых происходило развитие и эволюция гранитоидного магматизма.

В прибайкальской части Центрально-Азиатского складчатого пояса гранитоидный магматизм интенсивно проявился в связи с раннепалеозойскими аккреционно-коллизийными событиями, сопровождавшими закрытие Палеоазиатского океана [Добрецов, Буслов, 2007; Владимиров и др., 2011; Дистанова, 2013 и др.]. На протяжении фанерозоя складчатое обрамление Сибирского кратона формировалось также при участии внутриплитных магматических процессов, которые в значительной мере определялись активностью мантийных плюмов [Ярмолюк и др., 2013].

Сравнительный петрогеохимический анализ магматизма показывает, что в пределах Хамар-Дабанского и Ольхонского регионов Прибайкалья раннепалеозойские синколлизийные и позднепалеозойские постколлизийные гранитоиды часто близки по химическому составу и образуют как известково-щелочные, так и субщелочные серии магматических пород. Поэтому можно предположить, что смена геодинамических режимов проявления магматизма может не фиксироваться в их петрохимических особенностях. Более надежными индикаторами геодинамических и петрогенетических условий формирования гранитоидов могут являться закономерности распределения редких элементов и вариации их отношений, которые рассмотрим на примере палеозойского гранитоидного магматизма Прибайкалья. Типичные разновидности раннепалеозойских гранитоидов шаранурского и хамардабанского комплексов являются высококалийными и высокоглиноземистыми породами, что характерно для коллизийных гранитоидов S-типа. Установлено (Горлачева, 2014) вещественное сходство этих пород с коллизийными гранитоидами Гималаев и Центральной Испании, что подтверждает их единую геодинамическую природу. Последние характеризуются повышенными, относительно среднего состава континентальной коры, содержаниями Rb, Rb и иногда обогащены Pb, Zr, Sr, Ni. Обычно они имеют пониженные содержания тяжелых редкоземельных элементов относительно легких лантаноидов [Crawford, Windley, 1990; Bea, 2010]. Анализ результатов геохимических исследований раннепалеозойских комплексов Прибайкалья показал, что K-Na граниты Солзанского массива хр. Хамар-Дабан по содержаниям многих редких элементов близки к среднему составу континентальной коры, но несколько обогащены по отношению к ней Rb, Pb, K, Sn, Li, Th и P. В то же время они имеют пониженные концентрации Sr, B, F. В Ольхонском регионе K-Na гранитоиды шаранурского комплекса имеют редкоэлементные спектры, приближающиеся к распределению элементов в средней континентальной коре, но лишь несколько обогащены – Rb, Pb, Ba, Th и K.

В результате сравнительной характеристики магматизма различных провинций выявился ряд индикаторных особенностей гранитоидов, сформированных в обстановке континентальной коллизии. Эти породы являются пералюминиевыми и высококалийными, имеют высокие концентрации фосфора, но низкие – Na₂O, CaO, MgO и FeO. В отношении редкоэлементного состава они обогащены коровыми элементами – Rb, Pb, Th и K, но иногда имеют низкие концентрации летучих элементов – B и F. Установлено, что K-Na гранитоиды Солзанского массива хр. Хамар-Дабан по редкоэлементному составу наиболее близки к гранитоидам батолита Авила (Центральная Испания), в отличие от гранитоидов шаранурского комплекса,

которые в свою очередь по геохимическим характеристикам наиболее соответствуют коллизионным гранитоидам Гималаев.

В отличие от коллизионного магматизма петрогенезис внутриплитных гранитоидов не зависит от состава и возраста вмещающих пород, где они проявлены. Закономерности эволюции состава, свойственные внутриплитным редкометалльным гранитам, выражаются в возрастании в лейкогранитах и амазонит-альбитовых гранитах заключительных фаз интрузий концентраций F, Li, Rb, Cs, Sn, Be, Ta и Pb с одновременным снижением содержаний Ba, Sr, Zn, Zr, Th и U. В многофазной Харагульской интрузии (Хамар-Дабан) максимальные концентрации перечисленных элементов установлены в альбит-лепидолитовых гранитах, апикальной части массива. Сходное распределение редких элементов было установлено в породах дайкового пояса, что подтверждает отнесение исследуемых интрузий и ассоциирующих субвулканических пород к единому внутриплитному Уругудей-Утуликскому интрузивно-дайковому комплексу [Антипин, Перепелов, 2011]. Поздние лейкограниты и литий-фтористые граниты в большей степени обогащены литофильными элементами и имеют низкие значения K/Rb, Nb/Ta, Zr/Hf и La/Yb отношений, что свойственно редкометалльным гранитам при формировании которых значительную роль играли процессы кристаллизационной магматической дифференциации [Коваленко и др., 1999; и др.].

В позднепалеозойском ареале гранитоидного магматизма Прибайкалья проявлено большое разнообразие вещественных типов гранитоидов различных фаций глубинности. Из полученных данных очевидно, что в отличие от коллизионных гранитоидов внутриплитные граниты и особенно их редкометалльные геохимические типы не могут формироваться только за счет процессов палингенеза, а для их возникновения необходимы условия, обуславливающие значительное концентрирование типоморфных редких элементов. При эволюции гранитных расплавов они интенсивно накапливаются, что является свидетельством важной роли процессов магматической дифференциации в промежуточных магматических камерах при образовании рудоносных типов гранитов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда (проект №15-17-10010)

Литература

1. Антипин В.С., Перепелов А.Б. Позднепалеозойский редкометалльный гранитоидный магматизм Южного Прибайкалья // Петрология, 2011, т.19, №4. С. 386-398.
2. Владимиров А.Г., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Травин А.В., Владимиров В.Г., Хромых С.В., Юдин Д.С., Колотилина Т.Б. Геодинамическая модель ранних каледонид Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // Докл РАН. 2011. Т. 436, № 6. С. 793–799.
3. Горлачева Н.В. (Шептякова Н.В.) Геохимия и генетические особенности палеозойских гранитоидов Прибайкалья (хр. Хамар-Дабан и о. Ольхон): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2014. 24 с.
4. Дистанова А.Н. Гранитоидный магматизм раннепалеозойских орогенов // Геология и геофизика. 2013. Т. 54, № 6. С. 787–796.
5. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика. 2007. Т. 48, № 1. С. 93–108.
6. Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В., Будников С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. Источники магм и изотопная (Sr, Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология. 1999. Т. 7. № 4. С. 401–429.
7. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1305–1320.
8. 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.
9. Crawford M.B., Windley B.F. Leucogranites of the Himalaya Karakorum: implications for magmatic evolution within collisional belts and the study of collision-related leucogranite petrogenesis // Journ. Volcanol. Geotherm. Res. 1990. Vol. 44. P. 1–19.
10. Bea F. Crystallization dynamics of granite magma chambers in the absence of regional stress: multiphysics modeling with natural examples // Journ. Petrol. 2010. Vol. 51, N 7. P. 1541–1569.

АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ

Абилдаева М.А.	41	Егорова В.В.	214
Адилханов С.А.	9	Жимулев Ф.И.	82
Айтбаева С.С.	26	Житков В.Г.	76
Алимханов Н.К.	87	Жунусов А.А.	168
Амралинова Б.Б.	9	Зенина К.С.	79
Ананьев Ю.С.	76, 145	Зимановская Н.А.	73
Анникова И.Ю.	11, 132, 136	Изох А.Э.	173, 201, 214
Антипин В.С.	217	Калинин Ю.А.	82
Антонова В.А.	66	Каллистов Г.А.	85
Ариунчимэг Я.	14	Каныгин А.В.	181
Аршамов Я.К.	168	Каплун М.В.	60
Бабин Г.А.	17	Караваева Г.С.	87
Багадаев Б.А.	87	Каргополов С.А.	90
Баратов Р.Т.	168	Кармышева И.В.	35, 52, 54, 92
Берзина А.Н.	20	Кирдяшкин А.А.	94
Берзина А.П.	20	Кирдяшкин А.Г.	94
Бестемьянова К.В.	23	Ключникова Д.Б.	127
Бисатова А.Е.	26	Князев Г.Б.	96
Бискэ Ю.С.	165	Ковалев К.Р.	82
Бородина Н.С.	194	Коноваленко С.И.	79
Бочкарев В.С.	28, 31, 33	Коржнев В.Н.	99
Брехунцов А.М.	33	Коробейников А.Ф.	145
Бурмакина Г.Н.	35, 54, 92, 204, 209	Коровников И.В.	102
Буслов М.М.	38, 41	Косарев А.М.	49, 104, 156
Бухарова О.В.	44	Костин А.В.	106
Буянтуев М.Д.	35, 207	Котельников А.Д.	60
Вишневский А.В.	214	Котлер П.Д.	49, 132, 204
Владимиров А.Г.	11, 47, 49, 56, 129, 132, 136, 204	Котляров А.В.	173, 176, 181
Владимиров В.Г.	35, 52, 54, 92, 152, 184	Кочнев Б.Б.	109
Волкова Н.И.	47, 56	Краснова Т.С.	68
Врублевская Т.Т.	207	Крук Н.Н.	49, 58, 111, 114, 198
Высоцкий Е.М.	90	Кузнецов А.Б.	109
Гаврюшкина О.А.	58	Кузьмина О.Н.	49, 73, 132, 136
Гаськов И.В.	49	Куйбида М.Л.	49, 111, 114
Гертнер И.Ф.	49, 68	Куликова А.В.	41
Гимон В.О.	20	Куриленко А.В.	14
Гладков А.С.	82	Лапин П.С.	117
Гладков И.Н.	94	Лыкова Е.В.	171
Горяева В.С.	168	Майоров В.Н.	120
Гринев О.М.	23, 60	Майорова Н.П.	120
Гринев Р.О.	60	Мансуров А.М.	123
Гуров В.В.	94	Мансуров Р.Х.	125
Гусев Н.И.	63	Матайбаева И.Е.	73
Гутак Я.М.	66	Мехоношин А.С.	47, 56
Даутбеков Д.О.	168	Мизерная М.А.	127
Джес Е.Н.	87	Мизерный А.И.	127
Дистанов В.Э.	94	Минина О.Р.	14
Доланова Ж.М.	187	Михеев Е.И.	47, 56, 129
Дугарова Н.А.	68	Мишенина М.А.	44
Душин В.А.	71	Мурзинцев Н.Г.	11, 132, 184
Дьячков Б.А.	9, 26, 49, 73, 132, 136	Мусина Э.С.	140
		Мырзасадыкова Г.	127

Навозов О.В.	87	Соколова Е.Н.	204
Наумов Е.А.	82	Соляник В.П.	87
Новиков И.С.	90	Ступаков С.И.	173, 176, 181
Обут О.Т.	171	Сухоруков В.П.	82
Одгэрэл Д.	139	Сычев С.Н.	179
Ойцева Т.А.	73, 132, 136	Терлеев А.А.	181
Оролмаа Д.	139	Тимохин А.В.	171
Осипова Т.А.	49, 85	Токарев Д.А.	181
Парагульгов Т.Х.	140	Токшилыкова Ж.Б.	168
Парагульгов Х.Х.	140	Травин А.В.	11, 47, 54, 56, 58, 132, 184
Петров Г.А.	142, 198	Туйебаев С.К.	187
Петров О.В.	33	Турболд С.	139
Петрова Т.А.	142	Туркин Ю.А.	189, 191
Покровский Б.Г.	109	Фазылов Е.М.	140
Поляков Г.В.	214	Ферштатер Г.Б.	194
Полянский О.П.	90	Филиппов Ю.Ф.	159
Поцелуев А.А.	76, 145	Филиппова О.В.	120
Приходько Д.Е.	140	Ханчук А.И.	49, 196
Рахимов И.Р.	49, 147, 156	Хлестов В.В.	47, 56
Ревердатто В.В.	90	Холоднов В.В.	156, 198
Рихванов Л.П.	145	Хромова Е.А.	207
Ронкин Ю.Л.	142	Хромых С.В.	47, 49, 111, 132, 201, 204
Рубанова Е.С.	41	Хубанов В.Б.	35, 54, 207, 209
Рязанцев А.В.	149	Цыганков А.А.	35, 54, 92, 207, 209
Савинский И.А.	152, 184	Чаханов Т.Ж.	123
Садвакасова Г.Е.	26	Чегодайкина Н.В.	120
Садькова Л.Р.	154	Черненко З.И.	73
Салихов Д.Н.	49, 104, 147, 156	Чернышов А.И.	212
Сараев С.В.	159	Шагалов Е.С.	198
Сафонова И.Ю.	111, 162, 165	Шелепасев Р.А.	214
Сейтмуратова Э.Ю.	168	Шелепов Я.Ю.	214
Сенников Н. В.	171	Шептякова Н.В.	217
Серавкин И.Б.	49	Шокальский С.П.	17, 33
Сергеев С.А.	33	Юдин Д.С.	11
Симонов В.А.	165, 173, 176, 181	Яковлев В.А.	52, 92

СОДЕРЖАНИЕ

PREFACE	6
ОТ РЕДКОЛЛЕГИИ.....	7
ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РУДОНОСНОСТИ НОВО-АХМИРОВСКОГО РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (Восточный Казахстан) Амралинова Б.Б., Адилханов С.А., Дьячков Б.А.	9
ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ КАЛГУТИНСКОЙ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ (ГОРНЫЙ АЛТАЙ) Анникова И.Ю., Травин А. В., Владимиров А. Г., Мурзинцев Н. Г., Юдин Д. С.	11
СТРАТИГРАФИЯ ДЕВОНА И КАРБОНА ХАНГАЙ-ХЭНТЭЙСКОЙ ЗОНЫ (МОНГОЛИЯ) Ариунчимэг Я., Минина О.Р., Куриленко А.В.	14
САЛАИРИДЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ: ИСТОРИЯ И СОВРЕМЕННЫЙ ВЗГЛЯД Бабин Г.А., Шокальский С.П.	17
ГЕОДИНАМИКА И МАГМАТИЗМ МЕДНО-МОЛИБДЕН-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СИБИРИ И МОНГОЛИИ Берзина А.П., Берзина А.Н., Гимон В.О.	20
ТЕКТОНИКА И СТАДИЙНОСТЬ РУДООБРАЗОВАНИЯ БАРИТ-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗМЕИНОГОРСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (РУДНЫЙ АЛТАЙ) Бестемьянова К.В., Гринев О.М.	23
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОЛОВО-ВОЛЬФРАМОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЧЕРДОЯК НАРЫМСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН) Бисатова А.Е., Айтбаева С.С., Садвакасова Г.Е., Дьячков Б.А.	26
ПАЛЕОЗОЙ–РАННЕТРИАСОВАЯ ЭВОЛЮЦИЯ УРАЛО-АЛТАЙСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ Бочкарев В.С.	28
ПОЗДНЕОРОГЕННЫЙ И ВНУТРИПЛИТНЫЙ МАГМАТИЗМ В ФУНДАМЕНТЕ ЗАПАДНО-СИБИРСКОГО ОСАДОЧНОГО БАССЕЙНА Бочкарев В.С.	31
ИЗОТОПНАЯ СИСТЕМАТИКА МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ УРАЛО-АЛТАЙСКОЙ ОБЛАСТИ, ВКЛЮЧАЯ ФУНДАМЕНТ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Петров О.В., Сергеев С.А., Шокальский С.П.	33
КОМБИНИРОВАННЫЕ ДАЙКИ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА, ЮВ ТУВА: ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ, СОСТАВ, ПЕТРОГЕНЕЗИС Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Владимиров В.Г., Кармышева И.В., Буянтуев М.Д.	35
ВЕНД-ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: ЗОНА СОЧЛЕНЕНИЯ ТИХООКЕАНСКОГО И ИНДО-АТЛАНТИЧЕСКОГО СЕГМЕНТОВ ЗЕМЛИ Буслов М.М.	38
ТЕРРЕЙНОВАЯ ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ Буслов М.М., Куликова А.В., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А.	41
ПЕТРОЛОГИЯ ОШКИНСКОГО ГРАНИТОИДНОГО КОМПЛЕКСА ЗАПАДНОЙ МОНГОЛИИ: ХРУСТАЛЕНОСНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ИНТРУЗИЙ КОМПЛЕКСА Бухарова О.В., Мишенина М.А.	44
ДИНАМИКА ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ МАНТИЙНЫХ МАГМ С ГРАНУЛИТОВЫМИ КОМПЛЕКСАМИ НИЖНЕЙ КОРЫ И ИХ СВЯЗЬ С ГРАНИТНЫМИ РАСПЛАВАМИ (НА ПРИМЕРЕ РАННИХ КАЛЕДОНИД ЗАПАДНОГО ПРИБАЙКАЛЬЯ) Владимиров А.Г., Мехоношин А.С., Хромых С.В., Волкова Н.И., Травин А.В., Михеев Е.И., Хлестов В.В.	47

СОБЫТИЙНАЯ КОРРЕЛЯЦИЯ СРЕДНЕ-ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА И ОРУДЕНЕНИЯ ЮЖНОГО УРАЛА И АЛТАЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ПЛЕЙТ- И ПЛЮМТЕКТОНИКИ Владимиров А.Г., Косарев А.М., Ханчук А.И., Салихов Д.Н., Крук Н.Н., Гаськов И.В., Дьячков Б.А., Хромых С.В., Куйбида М.Л., Серавкин И.Б., Осипова Т.А., Гертнер И.Ф., Котлер П.Д., Рахимов И.Р., Кузьмина О.Н.	49
ДВЕ ГРУППЫ МАГМАТИЧЕСКОГО МИНГЛИНГА (НА ПРИМЕРЕ РАННИХ КАЛЕДОНИД ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА, ЮГО-ВОСТОЧНАЯ ТУВА) Владимирова В.Г., Кармышева И.В., Яковлев В.А.	52
КОМПЛЕКСЫ КОМБИНИРОВАННЫХ ДАЕК КАК ИНДИКАТОРЫ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ДЕНУДАЦИИ И РАЗВАЛА КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ В КАЛЕДОНИДАХ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ЮВ ТУВА) Владимирова В.Г., Кармышева И.В., Травин А.В., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б.	54
ОРТОПИРОКСЕН-СИЛЛИМАНИТ-КВАРЦЕВЫЕ АССОЦИАЦИИ ГРАНУЛИТОВ МЫСА КАЛТЫГЕЙ, ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Владимирова А.Г., Хлестов В.В., Михеев Е.И., Травин А.В.	56
ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПЕРМО-ТРИАСОВЫХ ГРАНИТОИДОВ АЛТАЯ (ПО ДАННЫМ ⁴⁰ AR- ³⁹ AR ИЗОТОПНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ) Гаврюшкина О.А., Травин А.В., Крук Н.Н.	58
ПЛЮМ-РИФТОГЕННАЯ РАННЕДЕВОНСКАЯ АССОЦИАЦИЯ ВУЛКАНИТОВ ТАШТЫПСКОГО РАЙОНА МИНУСЫ Гринёв О.М., Котельников А.Д., Гринев Р.О.	60
ОРДОВИК-СИЛУРИЙСКИЙ МАГМАТИЗМ ГОРНОГО АЛТАЯ И ЕГО ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ Гусев Н.И.	63
ВОЗРАСТ ДЕВОНСКИХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ГОРНОЙ ШОРИИ (АЛТАЕ-САЯНСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ) Гутак Я.М., Антонова В.А.	66
ЭВОЛЮЦИЯ СТРУКТУР И ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ПОРОД ОФИОЛИТОВОЙ АССОЦИАЦИИ ГОРЫ БАРХАТНОЙ (КУЗНЕЦКИЙ АЛАТАУ) Дугарова Н.А., Гертнер И.Ф., Краснова Т.С.	68
ЭВОЛЮЦИЯ ВНУТРИПЛИТНОГО МАГМАТИЗМА И МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА Душин В.А.	71
ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР БОЛЬШОГО АЛТАЯ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН) Дьячков Б.А., Ойцева Т.А., Кузьмина О.Н., Зимановская Н.А., Черненко З.И., Матайбаева И.Е.	73
ЗАКОНОМЕРНОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ РУДНО-АЛТАЙСКОЙ СДВИГОВОЙ ЗОНЫ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА СОВРЕМЕННЫХ МУЛЬТИСПЕКТРАЛЬНЫХ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ Житков В.Г., Ананьев Ю.С., Поцелуев А.А.	76
ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛЬНОЙ ОРГАНИЗАЦИИ Y-ZR-Nb ПРОЯВЛЕНИЯ ЦАХИРИН (МАССИВ ХАЛДЗАН-БУРЭГТЭГ, ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ): КАДАСТРОВО-ИНФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ Зенина К.С., Коноваленко С.И.	79
ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ РУДНОГО ПОЛЯ РАЙГОРОДОК (СЕВЕРНЫЙ КАЗАХСТАН): МАГМАТИЗМ, МИНЕРАЛИЗАЦИЯ, ВОЗРАСТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ Калинин Ю.А., Ковалев К.Р., Наумов Е.А., Гладков А.С., Сухоруков В.П., Жимулев Ф.И.	82
СИНПЛУТОНИЧЕСКИЕ И КОМБИНИРОВАННЫЕ ДАЙКИ В ГРАНИТОИДАХ ЧЕЛЯБИНСКОГО БАТОЛИТА (ЮЖНЫЙ УРАЛ) Каллистов Г.А., Осипова Т.А.	85
МАГМАТИЗМ И РУДОНОСНОСТЬ САУРСКОГО РЕГИОНА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН) Караваева Г.С., Навозов О.В., Соляник В.П., Джес Е.Н., Багадаев Б.А., Алимханов Н.К.	87
ТЕЛЕЦКО-ЧУЛЫШМАНСКИЙ МЕТАМОРФИЧЕСКИЙ ПОЯС (ГОРНЫЙ АЛТАЙ): НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И ОЦЕНКА P-T-ПАРАМЕТРОВ Каргополов С.А., Полянский О.П., Ревердатто В.В., Новиков И.С., Высоцкий Е.М.	90

ПРОЦЕССЫ СМЕШЕНИЯ В КОМБИНИРОВАННЫХ ДАЙКАХ ЗАПАДНОГО САНГИЛЕНА (ЮВ ТУВА) Кармышева И.В., Владимиров В.Г., Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Яковлев В.А.	92
ПАРАМЕТРЫ ТЕРМОХИМИЧЕСКИХ ПЛЮМОВ, ОТВЕТСТВЕННЫХ ЗА ФОРМИРОВАНИЕ БАТОЛИТОВ СЕВЕРНОЙ АЗИИ Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А., Гуров В.В., Дистанов В.Э., Гладков И.Н.	94
ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ МАГНЕТИТОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ Князев Г.Б.	96
К БИОСТРАТИГРАФИИ ВЕНДА И ПАЛЕОЗОЯ ГОРНОГО АЛТАЯ Коржнев В.Н.	99
НОВЫЕ НАХОДКИ ТРИЛОБИТОВ И ПОТЕНЦИАЛЬНЫЕ УРОВНИ ДЛЯ МЕЖРЕГИОНАЛЬНОЙ КОРРЕЛЯЦИИ КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ Коровников И.В.	102
ПОЗДНЕОСТРОВОДУЖНЫЙ И ПОСТОСТРОВОДУЖНЫЙ ТРАНСФОРМНЫЙ МАГМАТИЗМ УРАЛИД ВЕРХНЕДЕВОНСКОГО ВОЗРАСТА Косарев А.М., Салихов Д.Н.	104
ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ FE-ОКСИДНЫХ-CU-(±AU, AG) ПРОЯВЛЕНИЙ ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ Костин А.В.	106
ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ, КОРРЕЛЯЦИЯ И ВОЗРАСТ ЧИСТЯКОВСКОЙ СВИТЫ ВЕНДА ЮГА ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА Кочнев Б.Б., Покровский Б.Г.	109
ЭВОЛЮЦИЯ ОБЬ-ЗАЙСАНСКОГО ПАЛЕООКЕАНА: НОВЫЕ ДАННЫЕ И НЕРЕШЕННЫЕ ПРОБЛЕМЫ Крук Н.Н., Сафонова И.Ю., Куйбида М.Л., Хромых С.В.	111
ГЕРЦИНСКИЙ ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И ЭТАПЫ ТЕКТОГЕНЕЗА ИРТЫШ-ЗАЙСАНСКОГО ОРОГЕНА Куйбида М.Л., Крук Н.Н.	114
СОВРЕМЕННАЯ АКТИВИЗАЦИЯ СИБИРИД И КАЗАХСТАНИД (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) Лапин П.С.	117
ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ГЕНЕЗИС ЛЕЙКОГРАНИТОВ ОБЬ-КОЛЫВАНСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ) Майорова Н.П., Майоров В.Н., Чегодайкина Н.В., Филиппова О.В.	120
ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ОРУДЕНЕНИЯ ЛАЙЛИНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН) Мансуров А.М., Чаханов Т.Ж.	123
МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЗОЛОТОНОСНОСТИ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕРИФЕЙСКОГО ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНОГО СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННОГО КОМПЛЕКСА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЕНИСЕЙСКОЙ ЗОЛОТОРУДНОЙ ПРОВИНЦИИ Мансуров Р.Х.	125
ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИКИ, МАГМАТИЗМА И ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРИДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ШТОКВЕРКОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ СЕКИСОВСКОЕ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН) Мизерный А.И., Ключникова Д.Б., Мырзасадыкова Г., Мизерная М.А.	127
КОРРЕЛЯЦИЯ МЕТАМОРФИЗМА И ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ОЛЬХОНСКОГО И СВЯТОНОССКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ТЕРРЕЙНОВ (БАЙКАЛЬСКИЙ РЕГИОН) Михеев Е.И., Владимиров А.Г.	129
Ag/Ag-ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ И СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ СПОДУМЕН-ПЕГМАТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА Мурзинцев Н.Г., Ойцева Т.А., Котлер П.Д., Владимиров А.Г., Травин А.В., Хромых С.В., Дьячков Б.А., Кузьмина О.Н., Анникова И.Ю.	132
О НЕТРАДИЦИОННОМ ТИПЕ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА Ойцева Т.А., Кузьмина О.Н., Дьячков Б.А., Владимиров А.Г., Анникова И.Ю.	136
ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ И ГЕОХИМИЯ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ РАЙОНА Г. УНДУРХАН (ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ) Оролмаа Д., Турболд С., Одгэрэл Д.	139

ХАРАКТЕР СООТНОШЕНИЙ ПАЛЕОЗОИД ВОСТОКА УРАЛА, ТЯНЬ-ШАНЯ И ЗАПАДА ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА Парагульгов Х.Х., Парагульгов Т.Х., Фазылов Е.М., Приходько Д.Е., Мусина Э.С.	140
РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТАГИЛЬСКОЙ ПАЛЕООСТРОВОДУЖНОЙ СТРУКТУРЫ (УРАЛ) И ПРОБЛЕМЫ КОРРЕЛЯЦИИ ИНТРУЗИВНЫХ И ЭФФУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ Петров Г.А., Ронкин Ю.Л., Петрова Т.А.	142
ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ УРАНА И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА Поцелуев А.А., Коробейников А.Ф., Рихванов Л.П., Ананьев Ю.С.	145
МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ-ИНДИКАТОРЫ МЯГКОЙ КОЛЛИЗИИ В ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЕ ЮЖНОГО УРАЛА Рахимов И.Р., Салихов Д.Н.	147
ГАББРО-ТОНАЛИТ-ТРОНДЪЕМИТОВЫЕ И БАЗАЛЬТ-ДАЦИТ-РИОЛИТОВЫЕ ОРДОВИКСКИЕ И СИЛУРИЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ Рязанцев А.В.	149
ПЕРВИЧНЫЙ СУБСТРАТ ГРАНИТОИДОВ ЧЕЧЕКСКОЙ КУПОЛЬНОЙ СТРУКТУРЫ (ИРТЫШСКАЯ ЗОНА СМЯТИЯ, ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН) Савинский И.А., Владимиров В.Г.	152
ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ РАЗВИТИЯ СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКИЙ РЕГИОН) В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ И РАННЕМ ПАЛЕОЗОЕ Садыкова Л.Р.	154
АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННЫЙ МАГМАТИЗМ МАГНИТОГОРСКОЙ МЕГАЗОНЫ ЮЖНОГО УРАЛА Салихов Д.Н., Косарев А.М., Холоднов В.В., Рахимов И.Р.	156
МАГМАТИЗМ ДОЮРСКИХ ОСАДОЧНЫХ БАССЕЙНОВ ЮГО-ВОСТОКА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ Сараев С.В., Филиппов Ю.Ф.	159
ВНУТРИПЛИТНЫЕ БАЗАЛЬТЫ И СТРАТИГРАФИЯ ОКЕАНИЧЕСКОЙ ПЛИТЫ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА И ПАЛЕО-ПАЦИФИКИ Сафонова И.Ю.	162
ДЕВОНСКИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ И ОСАДОЧНЫЕ ПОРОДЫ ОКЕАНИЧЕСКОЙ СТРАТИГРАФИИ КИРГИЗСКОГО ТЯНЬ-ШАНЯ Сафонова И. Ю., Симонов В.А., Бискэ Ю.С.	165
К ПОИСКАМ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В АКШАТАУ КОНЫРАТСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ (КАЗАХСТАН) НА СОВРЕМЕННОМ ЭТАПЕ Сейтмуратова Э.Ю., Аршамов Я.К., Жунусов А.А., Горяева В.С., Баратов Р.Т., Даутбеков Д.О., Токшилыкова Ж.Б.	168
ПРОБЛЕМНЫЕ ВОПРОСЫ СТРАТИГРАФИИ ОРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ И ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ Сенников Н. В., Обут О.Т., Лыкова Е.В., Тимохин А.В.	171
ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВ СЕМЕЙТАУСКОЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ СЕРИИ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН) Симонов В.А., Ступаков С.И., Изох А.Э., Котляров А.В.	173
УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ Симонов В.А., Котляров А.В., Ступаков С.И.	176
ВОЗРАСТ ДЕФОРМАЦИЙ СЕВЕРА УРАЛА И ПАЙ-ХОЯ Сычев С.Н.	179
НОВАЯ БИОТА В ТУФАХ БАЗАЛЬТОВОГО СОСТАВА ТУМАТ-ТАЙГИНСКОЙ СВИТЫ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ КЫЗЫЛ-ТАШТЫГСКОГО РУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ВОСТОЧНАЯ ТУВА) Терлеев А.А., Токарев Д.А., Симонов В.А., Ступаков С.И., Котляров А.В., Каньгин А.В.	181
ТЕРМОХРОНОЛОГИЯ ИРТЫШСКОЙ СДВИГОВОЙ ЗОНЫ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ АЗИЯ) Травин А.В., Владимиров В.Г., Мурзинцев Н.Г., Савинский И.А.	184
ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ УРАНОВЫХ ЗАЛЕЖЕЙ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МОЙНКУМ, ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН Туйебаев С.К., Доланова Ж.М.	187

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ СТРУКТУР АЛТАЙСКОГО ЗВЕНА УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ОРОГЕННОГО ПОЯСА В СРЕДНЕМ ПАЛЕОЗОЕ Туркин Ю.А.	189
СРЕДНЕ-ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ ГОРНОГО АЛТАЯ Туркин Ю.А.	191
УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ УРАЛЬСКИХ D ₃ -Р ГРАНИТОИДОВ, ОТЛИЧАЮЩИЕ ИХ ОТ ОДНОВОЗРАСТНЫХ ПОРОД ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО ПОЯСА Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С.	194
ТЕКТОНИКА, МАГМАТИЗМ И РУДООБРАЗОВАНИЕ В ОБСТАНОВКЕ ТРАНСФОРМНОГО СКОЛЬЖЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ Ханчук А.И.	196
ГРАНИТОИДНЫЙ МАГМАТИЗМ И РУДОНОСНОСТЬ УРАЛА И ГОРНОГО АЛТАЯ КАК ОТРАЖЕНИЕ ОСОБЕННОСТЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ Холоднов В.В., Крук Н.Н., Петров Г.А., Шагалов Е.С.	198
СИНКОЛЛИЗИОННЫЙ БАЗИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ КАЛБА-НАРЫМСКОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА Хромых С.В., Изох А.Э.	201
ПРЕОБРАЖЕНСКИЙ ГАББРО-ГРАНИТОИДНЫЙ ИНТРУЗИВ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН): ПЕТРОГЕНЕЗИС И МЕХАНИЗМЫ МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ Хромых С.В., Бурмакина Г.Н., Соколова Е.Н., Владимиров А.Г., Котлер П.Д.	204
РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЙ СОСТАВ ПРОИЗВОДНЫХ ПЛАВЛЕНИЯ КОРОВОГО СУБСТРАТА В КОНТАКТЕ С ЩЕЛОЧНО-БАЗИТОВОЙ МАГМОЙ (ГУСИНООЗЕРСКАЯ ДАЙКА, ЮГО-ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ): В КОНТЕКСТЕ ПРОБЛЕМЫ ФОРМИРОВАНИЯ ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ КИСЛЫХ МАГМ Хубанов В.Б., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т., Буянтуев М.Д., Хромова Е.А.	207
АНГАРО-ВИТИМСКИЙ БАТОЛИТ: ГЕОХРОНОЛОГИЯ И ГЕОДИНАМИКА Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Бурмакина Г.Н.	209
ПЕТРОСТРУКТУРНАЯ ЭВОЛЮЦИЯ УЛЬТРАМАФИТОВ ХАЧЕРУЗСКОГО МАССИВА (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ) Чернышов А.И.	212
ПЕРМСКИЕ ВНУТРИПЛИТНЫЕ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЕ АССОЦИАЦИИ АЗИИ Шелепаев Р.А., Поляков Г.В., Изох А.Э., Вишневецкий А.В., Егорова В.В., Шелепов Я.Ю.	214
ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ГЕНЕЗИС КОЛЛИЗИОННЫХ И ВНУТРИПЛИТНЫХ ПАЛЕОЗОЙСКИХ ГРАНИТОИДОВ ПРИБАЙКАЛЬЯ Шептякова Н.В., Антипин В.С.	217
АВТОРСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ	219

Научное издание

**КОРРЕЛЯЦИЯ АЛТАИД И УРАЛИД
магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология,
геодинамика и металлогения**

Материалы Третьей международной научной конференции
29 марта – 1 апреля 2016 г.
г. Новосибирск, Россия

Подписано в печать 14.03.2016 г. Формат 60×84¹/₈. Гарнитура "Таймс".

Печать офсетная. Бумага офсетная. Усл. печ. л. 26,3.

Тираж 200 экз. Заказ № 48

Издательство СО РАН,
630090 Новосибирск, Морской проспект, 2
E-mail: psb@sibran.ru

Тел.: (383)330-05-86

Отпечатано в типографии Издательства СО РАН

Интернет-магазин Издательства СО РАН

<http://www.sibran.ru>