

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ СБОРНИК

№ 12

Информационные материалы

Санкт-Петербург 2015



Российская академия наук
УФИМСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ СБОРНИК № 12

Информационные материалы



Санкт-Петербург
Свое издательство
2015

УДК 55(470.57)

ББК 26.3

Г 35

**Геологический сборник № 12. Информационные материалы / ИГ УНЦ
Г 35 РАН. — СПб: Свое издательство, 2015. — 236 с.**

ISBN 978-5-4386-0967-4

В сборнике опубликованы результаты исследований сотрудников Института по направлениям геологии, развиваемым в Институте в настоящее время. Кроме того, в сборнике публикуются статьи о знаменитых ученых-геологах, воспоминания сотрудников Института, поздравления нашим юбилярам.

Книга предназначена для специалистов в области геологических наук; может быть полезна студентам геологических специальностей вузов.

Редакционная коллегия:

В.Н. Пучков (ответственный редактор),

Р.Ф. Абдрахманов, И.Б. Серавкин

УДК 55(470.57)

ББК 26.3

ISBN 978-5-4386-0967-4

© Институт геологии УНЦ РАН, 2015

© Коллектив авторов, 2015

I. СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

УДК 553.9

Н. Д. Сергеева, В. Н. Пучков

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА РИФЕЯ И ВЕНДА ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ (ИЗМЕНЕНИЯ И ДОПОЛНЕНИЯ)

Аннотация. Новые геологические и изотопные данные по магматическим комплексам разреза рифея Уральского стратотипа и Волго-Уральской области [Краснобаев и др., 2012, 2013; Пучков и др., 2013; Puchkov et al., 2013] привели к уточнению возрастных рубежей рифея в указанных регионах и позволили выделить новые стратиграфические подразделения в докембрии Волго-Уральской области (ВУО). Дополнения и изменения, вносимые в стратиграфическую схему рифея и венда ВУО, позволяют более обоснованно проводить региональную и межрегиональную корреляцию разрезов верхнего докембрия и моделирование геологических процессов. Полученные материалы могут способствовать уточнению направлений поисковых работы на УВ в регионе.

Ключевые слова: Волго-Уральская область, Южный Урал, венд, рифей, серия, свита, стратиграфия.

Верхнепротерозойские (рифей-вендские) осадочные комплексы в Волго-Уральской области (ВУО) вскрыты скважинами под фанерозойскими осадками на глубинах от 1,2 до 2,5 и редко более 3,5 км. В Общей стратиграфической шкале докембрия России [Стратиграфический кодекс..., 2006] верхний протерозой (примерный аналог Мезо- и Неопротерозоя Международной стратиграфической шкалы [Gradstein et al., 2012]) расчленен на рифей и венд. По имеющимся геолого-геофизическим материалам рифейские отложения ВУО приурочены к авлакогенам (палеорифтам), а вендские — к синеклизам (впадинам). В ВУО выделены (рис. 1): Камско-Бельский, Серноводско-Абдулинский и Рязано-Саратовский авлакогены, занимающие территорию западного Башкортостана, востока Татарстана, юга Удмуртской республики и Пермского края, а также северную часть Оренбургской области [Стратиграфическая схема..., 2006]. Авлакогены на восточном и южном краю ВУО сливаются в единую область осадконакопления, представлявшую собой перикратонный прогиб, часть которого испытала тиманскую и уральскую складчатость и превратилась в Башкирский и Кваркушский антиклинории [Пучков, Козлов, 2005; Пучков, 2010].

История изучения верхнепротерозойских отложений ВУО достаточно полно изложена в монографических работах К.Р. Тимергазина [1959], С.Г. Мо-

розова и Л.Ф. Солонцова [1974], И.Е. Постниковой [1977], Е.М. Аксенова [Аксенов и др., 1984], Н.С. Лагутенковой и И.К. Чепиковой [1982], В.И. Козлова с соавторами [1995], Р.Х. Масагутова [2002]. Материалы исследований отражены также в многочисленных статьях Л.Ф. Солонцова [1963, 1974; Солонцов, Аксенов, 1969], Л.Д. Ожигановой [1974, 1983], А.А. Клевцовой [1968, 1971], Т.В. Ивановой [Иванова и др., 1958, 1990] и других исследователей.

Разрезы верхнего протерозоя (рифей и венда) ВУО наиболее полно охарактеризованы в западной части Башкортостана, где они вскрыты многочисленными скважинами на значительную мощность и разрезы их лучше изучены, чем в сопредельных районах. Уже в 60–80 годах прошлого века разрезы верхнего протерозоя западного Башкортостана считались стратотипическими для всей ВУО и для докембрийских осадочных отложений использовалась схема стратиграфии, принятая на Всесоюзном совещании по верхнему докембрию Русской платформы в г. Кишиневе в 1974 г. На основе этой схемы для западной части Башкортостана была разработана своя более детальная стратиграфическая схема [Рабочая схема..., 1981], которая применялась нефтяниками республики длительное время.

К концу прошлого века в ВУО было пробурено более 100 параметрических и глубоких скважин, а также пройдены многочисленные опорные сейсмические профили МОГТ. Весь комплекс полученных материалов привел к необходимости создания новой Стратиграфической схемы рифейских и венд-

ских отложений ВУО. Проект такой схемы был подготовлен авторским коллективом под руководством В.И. Козлова. Впервые для всей ВУО на Всероссийском совещании «Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы» в г. Уфе в 1999 г. была принята единая Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений ВУО, а затем утверждена бюро МСК России 28 января 2000 г. [Стратиграфическая..., 2000 а].

С момента утверждения Стратиграфической схемы рифейских и вендских осадочных комплексов ВУО в Башкортостане пробурены новые параметрические скважины (1 Леузинская, 50 Новоурнякская, 1 Восточноаскинская) и по новой методике проведены региональные сейсмические исследования, пройдено несколько региональных сейсмических профилей МОГТ (см. рис. 1). Были получены новые изотопные данные по магматическим комплексам в разрезах рифея и венда Уральского стратотипа [Краснобаев и др., 2012, 2013; Пучков и др., 2013] и ВУО [Puchkov et al., 2013], которые привели к уточнению возрастных рубежей рифея на Урале и в ВУО. Новые материалы позволили внести изменения и уточнения в существующую стратиграфическую схему, большая часть которых рассмотрена и одобрена РМСК России [Козлов и др., 2009]. Изменения и дополнения к стратиграфической схеме 2000 г. предполагалось вынести на утверждение Всероссийскому совещанию по Общим вопросам расчленения докембрия, проведение которого планировалось В.И. Козловым [Козлов, Сергеева, 2011] и В.Н. Пучковым (директором ИГ УНЦ РАН) в г. Уфе. Совещание не состоялось в связи со скоростной кончиной (в ноябре 2011 г.) В.И. Козлова.

Изменения и дополнения, вносимые в стратиграфическую схему рифейских и вендских отложений ВУО (табл. 1), основаны на новых материалах, полученных в пределах Камско-Бельского (КБА) и Серноводско-Абдулинского (САА) авлакогенов, где находятся стратотипические и опорные разрезы рифея и венда ВУО.

Дополнения и изменения к Стратиграфической схеме рифея и венда ВУО, утвержденной в 2000 г.

Как отмечено выше, значительная часть этих материалов была опубликована, но авторы считают целесообразным свести все имеющиеся новые материалы по верхнедокембрийским отложениям в единой работе и дать краткое описание предлагаемой новой схемы стратиграфии рифея и венда ВУО.

Нижний рифей

В Стратиграфической схеме [2000 а] карбонатно-терригенные отложения рифея в указанных выше авлакогенах, с учетом проявленной цикличности осадконакопления и имеющихся биостратиграфических и геохронологических данных, расчленены на нижне-, средне- и верхнерифейскую эратемы. За тип нижнего рифея были приняты терригенно-карбонатные отложения кырпинской серии, которая расчленена (снизу вверх) на петнурскую, норкинскую, ротковскую, минаевскую (прикамская подсерия), калтасинскую, надеждинскую и кабаковскую (орьбашская подсерия) свиты (см. табл. 1)

В докалтасинской части разреза кырпинской серии нижнего рифея ВУО в скв. 1 Сарапульская (Ср) в интервале глубин 2920–5500 м были вскрыты карбонатно-терригенные породы с четкой цикличностью осадконакопления, в соответствии с которой были выделены (см. табл. 1) петнурская и сарапульская свиты [Козлов и др., 1999]. Сарапульская свита с учетом литологических особенностей была расчленена на нижнюю и верхнюю подсвиты, общей мощностью 1900 м. При этом было показано, что отложения петнурской и сарапульской свит пока не имеют аналогов в разрезах нижнего рифея на востоке Восточно-Европейской платформы (ВЕП) [Козлов и др., 1999, с. 40], и в Стратиграфической схеме [2000 а] сарапульская свита была помещена в основании разреза кырпинской серии стратиграфически ниже прикамской подсерии (см. табл. 1). Позднее почти 3,5-километровый разрез допалеозойских отложений, вскрытых скв. 1 Ср, был расчленен (снизу) на сигаевскую, костинскую и борисовскую свиты. При этом сигаевская и костинская свиты, залегающие в основании вскрытого разреза, в региональной шкале верхнего протерозоя ВУО выделены [Козлов, Сергеева, 2010] в сарапульскую подсерию кырпинской серии нижнего рифея. Сарапульская подсерия надстраивает книзу разрез отложений кырпинской серии, пройденный скважинами 7000 Арланская (Ар) и 133 Азино-Пальниковская (АП). При этом сходство литолого-петрографического состава и минералогических признаков основных аксессуарных минералов позволило сопоставить борисовскую свиту с норкинской в разрезе скважин 7000 Ар и 203 Мензелино-Актанышская (МА). Подстилающая костинская свита наращивает книзу разрез петнурской свиты, отложения которой частично (28 м) вскрыты в скв. 7000 Ар.

На северо-востоке Татарстана Е.М. Аксенов с соавторами [1984] в нижнем рифее выделили докырпинскую карачевскую серию в составе кузякинской, курмашевской и зияшевской свит, пере-

Таблица 1

Сопоставление Стратиграфических схем рифея и венда ВУО [2000 а], с дополнениями и изменениями [Козлов, 2009; Козлов, Сергеева, 2010, 2011; Сергеева, Пучков, Ратов, 2015]

Стратиграфическая схема..., [2000]						Козлов, [2009]; Козлов, Сергеева, [2010, 2011]; Сергеева, Пучков, [2015]; и настоящая работа													
Эонотема	Эрагема	Система, отдел	Серия	Подсерия	Свита	Свита	Подсерия	Серия	Система, отдел	Эрагема									
Перекрывающие						Палеозойские													
		Вендская		Шкаповская	Карлинская	Карлинская	Шкаповская												
		Каировская		Салиховская	Салиховская	Салиховская			V ₂										
				Старопетровская	Старопетровская	Старопетровская	Каировская		V ₁										
				Байкибашевская	Байкибашевская	Байкибашевская			RF ₄										
Рифейская		Верхняя (RF ₃)		Абдулинская		Шиханская		Абдулинская		RF ₃									
												Приютовская		Приютовская					
																Леонидовская		Леонидовская	
Средняя (RF ₂)		Серафимовская		Ольховская		Ольховская		RF ₂											
				Тукаевская		Тукаевская													
				Надеждинская		Надеждинская													
Нижняя (RF ₁)		Кырлинская		Орьбашская		Кабакоская		Орьбашская		RF ₁									
				Надеждинская		Надеждинская													
				Калтасинская		Калтасинская													
				Минаевская		Минаевская													
				Ротковская		Ротковская													
				Норкинская		Норкинская													
				Петнурская		Костинская		Сирапульская											
Сарапульская		Сигаевская																	
AR-PR ₁				?		?		AR-PR ₁											

крытых терригенно-карбонатными отложениями бугадинской свиты. На основании литолого-петрографических, минералогических, петрохимических данных и по имеющимся палеонтологическим и радиометрическим материалам В.И. Козловым [2008, 2009] показано, что отложения карачевской серии и бугадинской свиты северо-востока Татарстана являются аналогами норкинской, ротковской и минаевской свит прикамской подсерии кырпинской серии.

Таким образом, новая (сарапульская) подсерия, включающая сигаевскую и костинскую свиты, со стратоном в скв. 1 Ср в интервале глубин 2980–5500 м, выделена в составе кырпинской серии стратиграфически ниже прикамской и орьбашской подсерий [Козлов, Сергеева, 2010].

В скважине 1 Восточноаскинская (ВА) получен пока единственный наиболее полный разрез кабаковской свиты, где она залегает стратиграфически выше карбонатных пород калтасинской свиты непосредственно под тукаевскими песчаниками среднего рифея, т.е. подтверждено высказанное ранее предположение В.И. Козлова [2004, стр. 75], что «кабаковская свита должна завершать разрез нижнего рифея Волго-Уральской области». Минералогическими исследованиями подтверждена корреляция кабаковской свиты с бакальской и юшинской свитами нижнего рифея Южного Урала, что имеет принципиальное значение для уточнения стратиграфии на рубеже нижнего и среднего рифея ВУО [Козлов и др., 2007].

Средний рифей

В стратиграфической схеме [2000 а] типом среднего рифея были приняты карбонатно-терригенные отложения серафимовской серии, которая включала (от древних к молодым) тукаевскую, ольховскую и усинскую свиты (см. табл. 1).

Обобщение материалов глубокого бурения и данных региональных сейсмических профилей МОГТ показало, что надеждинская и кабаковская свиты, согласно прежним стратиграфическим представлениям завершавшие разрез раннего рифея КБА, ни в одной скважине совместно не вскрыты и, следовательно, взаимоотношение их не изучено. Надеждинская свита на востоке Русской плиты развита локально (вскрыта пока только в пределах Надеждинской и Орьбашской площадей) [Козлов и др., 2000]. По данным Т.В. Ивановой с соавторами [1998], надеждинская свита содержит вулканогенные породы и залегает с перерывом на подстилающих отложениях. Габброиды, секущие надеждинскую свиту в скв. 27 Надеждинская (Ндж), имеют К-Аг датировки валовых проб 1368, 1377 и 1310 млн.

лет [Стратотип рифея..., 1983]. Эти датировки совпадают с данными по диабазам в Крестецком авлакогене центральной части Восточно-Европейской платформы (более 1350 млн. лет, Rb-Sr метод, валовая проба [Хераскова и др., 2002]). В скважине 183 МА (северо-восток Татарстана) U-Pb методом по циркону получена SHRIMP-датировка 1391 ± 2 млн. лет для габбродолеритов (интервал глубин 2222,2–2230,4 м), прорывающих отложения норкинской свиты нижнего рифея, что свидетельствует о проявлении среднерифейского (машакский уровень) магматизма, контролирующего верхний возрастной предел нижнерифейских образований (кырпинской серии) в ВУО [Puchkov et al., 2013]. Еще одним дополнительным подтверждением широкого проявления магматизма машакского уровня на платформе является определение возраста долеритов в скважине 1 ВА, рвущих верхи кабаковской свиты нижнего рифея, U-Pb методом по бадделейту 1386 ± 6 млн. лет ($MSWD = 0,2$) (Лаборатория Лундского Университета, Швеция).

По комплексу признаков надеждинская свита сопоставлена с машакской свитой типовых разрезов рифея Южного Урала [Козлов и др., 2000; Козлов, 2008]. Этот вывод [Козлов, 2008] подтвержден результатами бурения скв. 1 ВА, где между калтасинской и кабаковской свитами был вскрыт постепенный переход, что исключает наличие между указанными свитами надеждинских отложений.

Таким образом, орьбашская подсерия кырпинской серии нижнего рифея в принимаемой схеме рассматривается в составе калтасинской и кабаковской свит, а серафимовская серия среднего рифея объединяет надеждинскую, тукаевскую, ольховскую и усинскую свиты (см. табл. 1).

Верхний рифей

В принятой Стратиграфической схеме [2000 а] за тип верхнего рифея были приняты карбонатно-терригенные отложения абдулинской серии, объединяющей (снизу) леонидовскую, приютовскую и шиханскую свиты (см. табл. 1). В скв. 1 Леузинская (Лз) в интервале глубин 3715–3950 м стратиграфически выше известняков шиханской свиты абдулинской серии верхнего рифея под доломитами нижнего и среднего девона выделена леузинская свита [Козлов и др., 1999, 2003]. По данным Sr- и C- хемотратиграфических и U-Pb геохронологических исследований, шиханская и леузинская свиты относятся к позднему рифею [Козлов и др., 2003]. Абдулинская серия, с учетом нового стратиграфического подразделения (леузинская свита), рассматривается [Козлов и др., 2004] в составе леонидовской, приютовской, шиханской и леузинской свит (см. табл. 1).

Завершающий (терминальный) рифей

В скважине 1 Кипчакская (Кпч), пробуренной в 1979 г. в центральной части КБА в 100 км к юго-западу от г. Уфы (рис. 1), в интервале глубин 3220–3300 м были вскрыты базальты и перекрывающие их аргиллиты с прослоями алевролитов, содержащих в своем составе вулканогенный материал. Базальты первоначально одними исследователями [Ожиганова, 1974; Рабочая схема..., 1981] были отнесены к габбро-диабазам, а вмещающие их осадочные отложения — к приютовской свите верхнего рифея, другие [Лагутенкова, Чепикова, 1982] рассматривали их как основные эффузивы в составе старопетровской свиты венда. М.А. Гаррис [Стратотип рифея..., 1983] считая, что габбро-диабазы «интродуцируют породы среднего рифея», определила их возраст 1014 млн. лет (К-Аг метод, валовая проба). В.И. Козловым с соавторами [2004] базальты и перекрывающие их аргиллиты в скв. 1 Кпч были отнесены к нижнему венду и сопоставлены с аршинскими образованиями Тирлянской синклинали Башкирского мегантиклинория (БМА) [Козлов, 2009].

С получением U-Pb датировок (SHRIMP-II) по цирконам из аршинских вулканитов [Пучков и др., 2007; Козлов и др., 2011; Краснобаев и др., 2012], аршинские вулканогенно-осадочные образования Тирлянской синклинали БМА были выделены в самостоятельный стратон — аршиний (завершающий, или терминальный рифей RF₄ar) во временном интервале 600–800 млн. лет.

В это же время для базальтов скв. 1 Кпч были выполнены Rb-Sr изотопные измерения по карбонату и кварц-селадонитовому агрегату и получена изотопная датировка 734 млн. лет [Горожанин, 2009], что дало основание рассматривать кипчакские базальты в составе завершающего рифея, а не нижнего венда [Сергеева, Пучков, Ратов, 2015].

Учитывая стратиграфическое положение базальтов и аргиллитов в скв. 1 Кпч (залегают стратиграфически выше песчаников леонидовской свиты верхнего рифея и ниже аркозовых песчаников байкибашевской свиты верхнего венда) и данные изотопного возраста кипчакских базальтов, отвечающие возрастному интервалу аршиния (завершающего рифея), вулканиты и аргиллиты скважины 1 Кпч выделены в самостоятельную **кипчакскую свиту** (RF₄kp) завершающего рифея (см. табл. 1) [Сергеева, Пучков, Ратов, 2015].

Венд

В составе вендской системы в Стратиграфической схеме [2000а] были выделены каировская (байкибашевская и старопетровская свиты) и шкаповская (салиховская и карлинская свиты) серии (см. табл. 1). Серии вендской системы и свиты, входящие в состав серий, связаны между собой постепенными переходами. Изучение строения и особенностей состава байкибашевской свиты и подстилающих ее пограничных отложений в скважинах 800 Сергеевская (Срг), 1 Кпч и 740 Шкаповская (Шкп) позволило [Козлов и др., 2004] выделить на западе Башкортостана отложения нижнего венда в составе сергеевской свиты, мощностью обычно 70–80 м (в скв. 740 Шкп — 545 м).

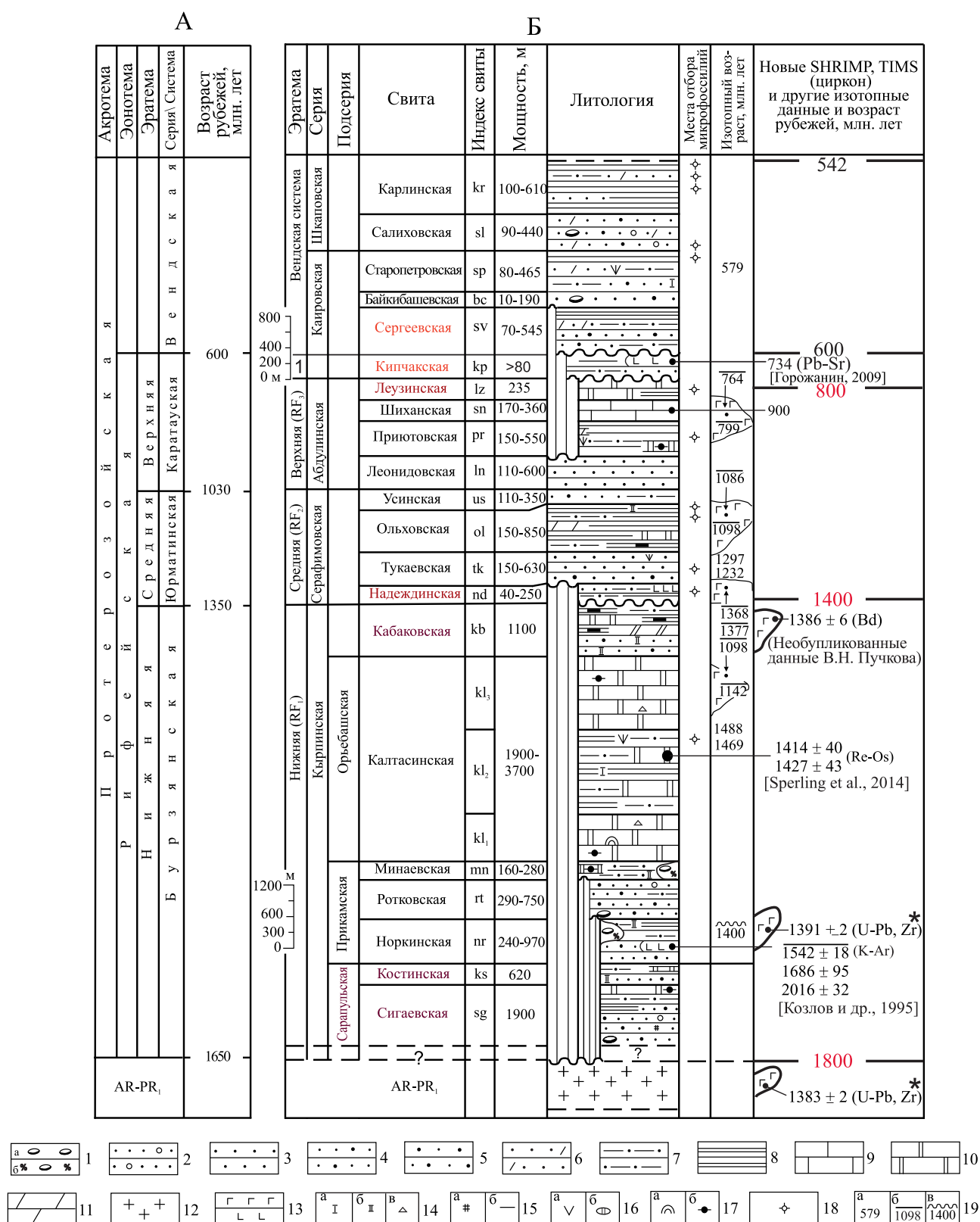
В аргиллитах сергеевской свиты в скв. 800 Срг была обнаружена доредкинская микробиота [Янкаускас, 1982], наличие которой послужило основным критерием отнесения сергеевской свиты к нижнему венду [Козлов и др., 2004].

Итак, в соответствии дополнениями и изменениями, внесенными в стратиграфическую схему верхнего докембрия ВУО, в сводном разрезе ее (рис. 2) выделены следующие стратиграфические подразделения. Кырпинская серия (нижний рифей) объединяет сигаевскую, костинскую (сарапульская подсерия), норкинскую, ротковскую, минаевскую (прикамская подсерия), калтасинскую и кабаковскую (орьебашская подсерия) свиты. Серафимовская серия (средний рифей) включает надеждинскую, тукаевскую, ольховскую и усинскую свиты. В составе абдулинской серии (верхний рифей) выделены леонидовская, приютовская, шиханская и леузинская свиты. Завершающий (терминальный) рифей представлен кипчакской свитой. Вендская система включает каировскую (сергеевская, байкибашевская, старопетровская свиты) и шкаповскую (салиховская и карлинская свиты) серии.

Краткая характеристика стратиграфических подразделений в сводном разрезе

Кырпинская серия нижнего рифея впервые была выделена [Солонцов и др., 1966] и названа по д. Кырпы Калтасинского района на северо-западе Башкортостана. Подошва серии не вскрыта бурением. Отложения ее на различную мощность пройдены в скважинах на Арланской, Аслыкульской,

Условные обозначения к рис. 2: 1 — конгломераты (а), тиллоиды (б); 2 — гравелиты; 3–6 — песчаники: 3 — кварцевые, 4 — полевошпат-кварцевые, 5 — аркозовые, 6 — полимиктовые; 7 — алевролиты; 8 — аргиллиты; 9 — известняки; 10 — доломиты; 11 — мергели; 12 — породы кристаллического фундамента; 13 — габбро (а), базальты (б); 14–16 — характеристика породы: 14 — кальцитизация (а), доломитизация (б), брекчированность (в), 15 — ангидритизация (а), глинистость (б), 16 — глауконит (а), доломитовые интракласты (б); 17, 18 — палеонтологические остатки: 17 — строматолиты (а), микрофилиты (б), 18 — микрофоссилии; 19 — изотопный возраст (млн. лет): К-Аг метод по глаукониту (а), по породе (б); Rb-Sr — по иллиту (в). **В шкале и колонке:** 1 — Завершающая (RF₄); * — [Puchkov et al., 2013].



Восточноаскинской, Кабаковской, Калтасинской, Новоурняжской, Орьебашской, Сулинской, Карачевской, Мензелино-Актанышской, Сарапульской, Ижевской, Азино-Пальниковской, Поломской, Шарканской, Бедряжской, Очерской и других разведочных площадях (см. рис. 1). В сводном разрезе (см. рис. 2) серия включает (снизу): сарапульскую, прикамскую и орьебашскую подсерии.

Сарапульская подсерия выделена [Козлов, Сергеева, 2010] в скважине 1 Ср, вскрытые отложения которой были расчленены (снизу вверх) на сигаевскую, костинскую и борисовскую свиты. Мощность подсерии более 2,5 км.

Сигаевская свита (RF₁sg) впервые выделена [Козлов, Сергеева, 2010] со стратотипом в скв. 1 Ср в интервале глубин 3600–5500 м. Здесь она сложена неравномерным чередованием песчаников и алевролитов аркозового, субаркозового и полевошпат-кварцевого состава, с прослоями и линзами доломитов, аргиллитов и доломитовых мергелей. Наиболее типичными для свиты являются песчаники мелко- и среднезернистые, аркозовые, субаркозовые и полевошпат-кварцевые, образующие постепенные взаимопереходы. Песчаники большей частью кварцитовидные, плотные, крепкие, неравномернослоистые за счет градиционной сортировки и послойного неравномерного изменения окраски от светло-розовой до красновато-коричневой. Иногда присутствуют голубовато-зеленые и темно-вишневые слойки (от 1–2 мм до 1–2 см). Слоистость в песчаниках горизонтальная, иногда слабоволнистая и косая. Постепенно, вверх по разрезу свиты, количество и мощность слойков аргиллитов, доломитовых мергелей и доломитов увеличивается. Все породы в разрезе сигаевской свиты неравномерно ангидритизированы, отмечается биотит и глауконит. Вскрытая мощность свиты 1900 м.

Костинская свита (RF₁ks) выделена [Козлов, Сергеева, 2010] со стратотипом в скв. 1 Ср в интервале глубин 2980–3600 м и представлена чередованием песчаников, алевролитов, доломитов, аргиллитов, местами углеродистых, и доломитовых мергелей; отмечаются прослойки кремнисто-доломитовых пород. Песчаники и алевролиты аркозовые, субаркозовые и полевошпат-кварцевые. Песчаники неравномерnozернистые, кварцитовидные, участками доломитовые. По составу, структурно-текстурным особенностям, внешнему облику алевропсаммиты костинской свиты совершенно аналогичны таковым из подстилающей сигаевской свиты, с которой, как и с перекрывающей борисовской, костинская связана постепенным переходом. Мощность костинской свиты в скв. 1 Ср 620 м.

Прикамская подсерия в ранге свиты выделена Л.Д. Ожигановой [Рабочая..., 1981] со стратотипом

в скважине 7000 Ар в интервале глубин 3510–4516 м. Подсерия включает норкинскую, ротковскую и минаевскую свиты общей мощностью до 2 км.

Норкинская свита (RF₁nr) первоначально выделена в ранге подсвиты и названа С.Г. Морозовым по д. Норкино [Рабочая..., 1981]. Стратотипом свиты является разрез скважины 7000 Ар. Отложения свиты вскрыты небольшим числом скважин: 7000 Ар, 50 Новоурняжская (НУ), 2 Тюрюшевская (Тр), 183 и 203 МА, 20005 Карачевская (Крч) и 1 Ср. В стратотипическом разрезе скв. 7000 Ар свита сложена алевролитами полевошпат-кварцевыми и аркозовыми, красно-бурными и розовато-серыми с прослоями песчаников того же состава, доломитов, аргиллитов и доломитовых мергелей. С подстилающей петнурской свитой связана постепенным переходом. В скв. 50 НУ в средней части свиты среди полевошпат-кварцевых и аркозовых песчаников присутствуют полимиктовые конгломераты с галькой розовато-серых доломитов.

Юго-западнее скважины 7000 Ар на Мензелино-Актанышской разведочной площадке (скважины 183 и 203) в составе свиты преобладают песчаники (около 60%), алевролитов значительно меньше и они вместе с аргиллитами составляют около 40% общей мощности свиты. Карбонатные породы в разрезе норкинской свиты здесь практически отсутствуют, но в состав свиты нами включены базальты, вскрытые в скважине 203 МА на забое. Ранее эти базальты были отнесены к нижнему протерозою на основании К-Аг датировок (1542±18, 1686±95 и 2016±32 млн. лет) [Козлов и др., 1995], из которых две оказались древнее принятого (1650 млн. лет) нижнего рубежа рифея в Общей стратиграфической шкале России. Полученная новая SHRIMP-датировка (1752 млн. лет [Краснобаев и др., 2013]) трахибазальтов навьшского вулканогенного комплекса айской свиты позволила уточнить возраст нижнего рубежа Уральского стратотипа (около 1800 млн. лет) и считать базальты в скв. 203 МА возрастными аналогами навьшского вулканогенного комплекса. Вскрытая мощность свиты в скважине 203 МА составляет 624 м.

Бликий к описанному разрез норкинской свиты получен в скважине 1 Ср, где эти отложения в интервале глубин 2010–2980 м были выделены [Козлов, Сергеева, 2010] в **борисовскую свиту (RF₁br)** и представлены песчаниками субаркозового, аркозового и полевошпат-кварцевого состава, разномзернистыми (крупно-, средне- и мелкозернистыми), плохо сортированными, содержащими прослойки (от 1–5 до 20 см) алевролитов, неравномерно доломитизированных, но по составу и облику близких к песчаникам. Песчаники большей частью кварцитовидные, плотные, крепкие, розовато- и желтова-

то-серые, отдельными прослоями (10–15 см) серые и темно-серые за счет присутствия слойков (от 1–2 мм до 1–2 см) темно-серых и черных углеродистых, иногда малиновых аргиллитов. В нижней половине свиты преобладают аркозовые, а выше полевошпат-кварцевые и реже кварцевые разности. Слоистость субгоризонтальная, параллельная. По стратиграфическому положению, набору основных типов пород и соотношению их в переслаивании отложения борисовской свиты скв. 1 Ср сходны с аналогичными осадками норкинской свиты на Арланской (скв. 7000) и Мензелино-Актанышской (скв. 203 и 183) разведочных площадях. Исходя из этого, борисовская свита в скв. 1 Ср сочтена аналогом норкинской свиты. С подстилающей костинской свитой борисовская связана постепенным переходом. В скв. 1 Ср и 2 Ср борисовская свита несогласно перекрыта фаунистически охарактеризованными отложениями палеозоя. Остаточная мощность борисовской свиты в скв. 1 Ср 970 м.

Таким образом, в скв. 7000 Ар и 1 Ср вскрыт перекрытый разрез кыргинской серии: соответственно свиты норкинская = борисовская и петнурская = костинская.

Ротковская свита (RF₁rt) впервые выделена Л.Д. Ожигановой [Рабочая..., 1981] в ранге подсвиты со стратотипом в скважине 7000 Ар и названа по пос. Ротково. Отложения свиты вскрыты скважинами 7000 Ар, 20007 Сул, 203 МА, 20005 Крч и 133 АП. В стратотипическом разрезе скважины 7000 Ар свита представлена песчаниками полевошпат-кварцевыми, разнозернистыми, преимущественно красноцветными с подчиненными прослоями алевролитов того же состава и облика, гравелитов, мелкогалечных конгломератов и аргиллитов. К юго-западу от стратотипического разреза количество и мощность прослоев гравелитов и конгломератов увеличивается в составе свиты в скважинах 20005 Крч и 203 МА, расположенных на северо-востоке Татарстана, и в качестве парастратотипического для ротковской свиты В.И. Козловым [Верхний докембрий..., 1995] был предложен разрез скважины 203 МА в интервале глубин 2151,9–2900 м.

С подстилающей норкинской свитой ротковская связана постепенным переходом. Мощность свиты 290–750 м.

Выдержанный литолого-петрографический состав, специфическая рутит-турмалин-апатит-цирконовая¹ аксессуарно-минеральная ассоциация и своеобразный внешний облик позволяют уверенно отличать ротковские песчаники от прочих псаммитовых толщ рифея и венда ВУО и использовать

их в качестве маркирующего горизонта при межрегиональной корреляции верхнедокембрийских отложений востока Русской плиты.

Минаевская свита (RF₁mn) впервые в ранге подсвиты выделена Л.Д. Ожигановой [Рабочая..., 1981] со стратотипом в скважине 7000 Ар в интервале глубин 3503–3780 м и названа по д. Минаевка. Отложения свиты вскрыты в скважинах: 7000 Ар, 20007 Сул, 203 МА, 128 Тат-кандызская (ТКнд) и 133 АП. В стратотипическом разрезе скважины 7000 Ар в интервале глубин 3503–3780 м свита сложена алевролитами полевошпат-кварцевыми, красно-бурыми, розовато- и светло-серыми с подчиненными прослоями песчаников полевошпат-кварцевых, светло-серых, реже серых и розовато-серых и доломитов мелкозернистых, серых. С подстилающей ротковской свитой отмечается постепенный переход.

В скважине 203 МА в составе свиты преобладают алевролиты и песчаники существенно аркозового состава и их карбонатсодержащие разности с подчиненными прослоями гравелитов, конгломератов, аргиллитов, доломитов с микрофитолитами I (нижнерифейского) комплекса и доломитовых мергелей. Разрез скважины 203 МА был предложен в качестве парастратотипического для минаевской свиты на востоке Татарстана [Верхний докембрий..., 1995]. Мощность свиты меняется от 160 до 280 м.

Орьебашская подсерия в ранге свиты выделена К.Р. Тимергазиным [1956] со стратотипом в скв. 18 Орьебашская (Ор) в интервале глубин 2260–2305 м, объединяет калтасинскую и кабаковскую свиты. Мощность подсерии 4,8 км.

Калтасинская свита (RF₁kl) впервые выделена К.Р. Тимергазиным [1956] со стратотипом в скважине 3 Калтасинская (Клт) в интервале глубин 1996–2014 м (всего 18 м) и названа по д. Калтасы. Отложения свиты вскрыты скважинами на Арланской, Аслыкульской, Азино-Пальниковской, Бедряжской, Ижевской, Сулинской, Шарканской и других разведочных площадях. Наиболее полные (непрерывные) разрезы свиты получены в стратотипической местности на севере платформенного Башкортостана в скважинах 7000 Ар, 83 Клт, 82 Ор и 1 ВА, расположенных на региональном сейсмическом профиле № 1 МОГТ или вблизи него [Ардашева и др., 2005ф]. Калтасинская свита сложена доломитами и в меньшей степени известняками, отмечаются прослойки и пачки аргиллитов и очень редко (в средней части разреза) полевошпат-кварцевых алевролитов и песчаников. В карбонатных породах определены строматолиты и микрофитолиты I (нижнерифейского) комплекса, а в аргиллитах — микрофоссилии нижнего рифея [Стратиграфическая..., 2000а]. Имеющиеся в калтасинской свите

¹Здесь и далее курсивом в ассоциации выделены руководящие минералы.

комплексы микрофоссилий, строматолитов и микрофитолитов аналогичны таковым саткинской и бакальской свит стратотипа рифея Южного Урала. Определенные сложности были связаны лишь с интерпретацией богатой пальниковской микробиоты [Козлов и др., 1998; Вейс и др., 2000], приуроченной к аргиллитам калтасинской свиты, вскрытым скважиной 133 АП. Значительная часть характерных представителей этой микробиоты в уральских разрезах до недавнего времени указывалась только в верхнерифейских отложениях [Стратотип рифея..., 1983; Козлова, 1990]. Близкие аналоги пальниковской микробиоты были ранее описаны в Сибири на Анабарском массиве, в Учуро-Майском и Туруханском регионах, и по присутствию сложно построенных и относительно крупных форм считались А.Ф. Вейсом и некоторыми другими микрофитологами верхнерифейскими. Позже нами этот вопрос специально обсуждался [Кей и др., 2007], и мы пришли к выводу об ошибочности этого утверждения. Более того, раннерифейский возраст калтасинской свиты и (шире) всей кырпиной серии был подтвержден хемотратиграфическими исследованиями нашей группы совместно с геологами университетов США — Теннесси и Западной Джорджии [Кей и др., 2007]. Было показано, что низкие отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и почти инвариантные значения $\delta^{13}\text{C}$ в карбонатах калтасинской свиты, изученных в разрезах скважин 133 АП и 203 Бедражской (Бдр), явно контрастируют с этими параметрами в средне- и верхнерифейских отложениях и сравнимы с изотопными характеристиками нижнерифейских (мезопротерозойских отложений древнее 1300 млн. лет).

По доломитам арланской подсвиты калтасинской свиты в скважине 203 Бдр получены Re-Os изотопные датировки 1414 ± 40 и 1427 ± 43 млн. лет [Sperling et al., 2014]. Приведенные материалы также свидетельствуют о раннерифейском возрасте калтасинской свиты. С подстилающей минаевской свитой прикамской подсерии калтасинская свита связана постепенным переходом [Ожиганова, 1983; Козлов и др., 1995, 2002 и др.]. По особенностям состава и порядку напластования свита расчленена на саузовскую (мощность 105–816 м), арланскую (мощность 535–1216 м) и ашитскую (мощность 230–1550 м) подсвиты, связанные между собой постепенными переходами [Ожиганова, 1983; Козлов, Сергеева, 2011]. Подобное строение свиты выдерживается на всей площади ее распространения, где она образует единое сложно построенное геологическое тело, кровля и подошва которого являются прекрасными отражающими горизонтами (ОГ) при сейсмических исследованиях МОГТ (соответственно III и IV ОГ). Дополнительными отра-

жающими горизонтами являются кровля и подошва средней (арланской) подсвиты (ОГ IV_a и IV_c). Благодаря этому калтасинская свита является основной региональной маркирующей толщей в разрезе допалеозойских осадочных комплексов ВУО и используется при межрегиональной корреляции. Мощность свиты 1900–3700 м.

Кабаковская свита (RF, kb) впервые выделена в скважине 62 Кабаковская (Кб) в интервале глубин 5431–5521 м [Андреев и др., 1981], позднее к кабаковской свите были отнесены отложения, вскрытые в призабойной части (интервал глубин 5455–5507 м) скважины 1 Кпч. В этих скважинах свита представлена темно-серыми и черными аргиллитами слабо углеродистыми, алевролитами с прослоями, содержащими тонкие слои песчаников кварцевых и полевошпат-кварцевых, мелкозернистых, серых и темно-серых. Вскрытая мощность отложений свиты в скважинах 62 Кб и 1 Кпч составляет 90 и 52 м (соответственно).

В скважине 1 ВА, законченной бурением в 2004 г., в интервале глубин 2820–3824 м получен пока единственный наиболее представительный разрез кабаковской свиты, где она сложена неравномерным чередованием аргиллитов, песчаников и алевролитов полевошпат-кварцевых, аркозовых и кварцевых, доломитовых мергелей и доломитов; в основании отмечаются кварц-доломитовые песчаники. Свита расчленена на две подсвиты: нижнюю (песчаниковую) и верхнюю (карбонатно-алевролитовую). Кабаковская свита с подстилающей калтасинской связана постепенным переходом [Козлов и др., 2007]. Разрез кабаковской свиты в скважине 1 ВА предложен [Козлов и др., 2007] в качестве гипостратотипического. Общая мощность свиты 1100 м [Козлов и др., 2007]. Свита завершает разрез нижнего рифея ВУО, мощность отложений которого в сводном разрезе ВУО достигает 9200 м [Козлов и др., 2002, 2007].

Серафимовская серия представлена преимущественно терригенными отложениями и рассматривается нами в составе надеждинской, тукаевской, ольховской и усинской свит, связанных между собой постепенными переходами [Козлов и др., 1995, 1997, 1999; Козлов, 2004; Стратиграфическая..., 2000 а]. На подстилающих нижнерифейских и архей-нижнепротерозойских образованиях отложения серафимовской серии залегают с размывом. Стратотипической местностью для серии является район пос. Серафимовский, и термин «серафимовская» в ранге свиты был введен К.Р. Тимергазиным [1956] со стратотипом в скважинах 65 и 119 Серафимовские (Сер).

Надеждинская свита (RF₂nd) выделена Л.Ф. Солонцовым [1956] со стратотипом в скважине 27 Надеждинская (Ндж) в интервале глубин 2240–

2463 м и имеет локальное распространение в северной части КБА на Надеждинской (скв. 27) и Орьебашской (скв. 18, 82) разведочных площадях (см. рис. 1). Она сложена чередованием аргиллитов, полевошпат-кварцевых алевролитов и песчаников (редко) и доломитов. Как упомянуто выше, Т.В. Ивановой с соавторами [1998] в составе свиты отмечены эффузивы основного состава. Мощность свиты около 250 м.

Тукаевская свита (RF_2tk) выделена С.Г. Морозовым и Л.Ф. Солонцовым [1974] со стратотипом в скв. 119 Сер в интервале глубин 2742–2902 м. Наиболее полно тукаевская свита вскрыта в скв. 62 Кб в интервале глубин 4802–5431 м, где залегает стратиграфически выше алевропелитов кабаковской свиты нижнего рифея, а перекрывается алевролитами и аргиллитами акбердинской толщи ольховской свиты. Ранее [Козлов и др., 1997 г.] разрез скв. 62 Кб был предложен гипостратотипическим для тукаевской свиты. В составе тукаевской свиты преобладают разнородные песчаники, алевролиты встречаются реже, а аргиллиты резко подчинены. По составу песчаники кварцевые (преобладают), реже полевошпат-кварцевые и аркозовые. В скв. 62 Кб тукаевская свита расчленяется на нижнюю и верхнюю толщ.

Нижняя толща (R_2tk_1) выделена в интервале глубин 5340–5431 м и представлена песчаниками аркозовыми, субаркозовыми, кварцитовидными, реже отмечаются полевошпат-кварцевые песчаники. Окраска песчаников розовато-серая, темно-серая с розовым оттенком, светло-серая. Песчаники содержат редкие прослой (толщина от 2 до 40 см) алевролитов кварцевых, темно-вишневых, местами переходящих в аргиллиты (мощностью от 1–3 мм до 2–3 см) темно-вишневые и реже зеленовато-серые. По минералогическим данным для песчаников толщ характерна преимущественно рутил-циркон-апатит-турмалиновая ассоциация. Мощность толщ 91 м.

Верхняя толща (R_2tk_2) выделена в интервале глубин 4802–5340 м и представлена песчаниками кварцевыми и меньше полевошпат-кварцевыми. Песчаники преимущественно мелкозернистые розовато-серой, в отдельных прослоях темно-вишневой и светло-серой окраски. Прослой алевролитов и аргиллитов в песчаниках имеют вишнево-красный цвет. Для кварцевых песчаников характерна рутил-циркон-турмалиновая ассоциация, а для полевошпат-кварцевых и аркозовых песчаников наблюдаются значительные колебания содержания апатита в циркон-турмалиновой ассоциации. Это свидетельствует о наличии постепенного перехода между двумя толщами тукаевской свиты. Мощность толщ 538 м, а общая мощность свиты в скв. 62 Кб 629 м.

Песчаники тукаевской свиты, хотя и не очень четко фиксируются на сейсмических профилях МОГТ, являются прекрасными литологическим и минералогическим маркерами в рифейских отложениях ВУО. Мощность свиты здесь достигает 630 м.

Ольховская свита (RF_2ol) выделена С.Г. Морозовым и Э.А. Ревенко в 1969 г. со стратотипом в скважине 377 Сер в интервале глубин 2455–2523 м. Отложения ее вскрыты многочисленными скважинами на тех же разведочных площадях, что и тукаевская свита (см. рис. 1). Свита сложена аргиллитами (преобладают), полевошпат-кварцевыми и кварцевыми алевролитами с прослоями песчаников того же состава и облика, доломитовых мергелей и редко доломитов. На всей площади распространения отложения свиты имеют выдержанный состав, пеструю окраску (розовую, красную, бурую, красновато-коричневую), своеобразные текстуры взмучивания и обрушения, специфическую петрохимическую характеристику (входящие в ее состав псаммиты относятся к полевошпат-кварцевым высокоглиноземистым разностям, пелиты имеют низкие значения натриевого и щелочного модулей). Пород с подобными петрохимическими особенностями в сводном разрезе допалеозойских осадочных толщ ВУО больше нет [Козлов и др., 1995].

В скважинах 1 Кпч, 62 Кб, 100 Кушкульская (Кк), 1 Ва и 1 Лз в основании ольховской свиты залегают темно-серые и черные аргиллиты с микрофоссилиями среднего рифея [Янкаускас, 1982], содержащие прослой светло-серых полевошпат-кварцевых алевролитов. Этот комплекс пород разными исследователями выделяется в акбердинскую толщу [Стратиграфическая..., 2000 а; Козлов и др., 2007], горизонт [Морозов, Иванова, 1979ф] или свиту [Андреев и др., 1981]. Мощность этой пачки колеблется от 56 до 92 м, а всей ольховской свиты в ВУО изменяется от 150–400 до 840 м. Перечисленные выше особенности состава, строения, структур, текстур и внешнего облика позволяют использовать ольховскую свиту в качестве своеобразного маркирующего горизонта внутри серафимовской серии.

Усинская свита (RF_2us) выделена Л.Д. Ожигановой [1974; Рабочая схема..., 1981] со стратотипом в скважине 100 Кк в интервале глубин 3310–3655 м. Сложена свита песчаниками субаркозовыми, аркозовыми и полевошпат-кварцевыми, разнородными с прослоями алевролитов того же состава и аргиллитов. С подстилающей ольховской свитой она связана постепенным переходом [Рабочая схема..., 1981], что подтверждено при изучении материалов по скв. 4 Аслыкульская (Асл). В скв. 4 Асл (интервал глубин 3425–3817 м) вскрыт наиболее

полный разрез свиты, рекомендованный В.И. Козловым [Верхний докембрий..., 1995] в качестве гипостратотипического.

Усинская свита, имеющая мощность 110–410 м, завершает разрез среднего рифея ВУО, мощность отложений которого изменяется от 500 до 1800 м.

Абдулинская серия верхнего рифея сложена пестроцветными карбонатно-терригенными отложениями. Серия выделена Л.Д. Ожигановой [1974] со стратотипом в скв. 740 Шкп (интервал глубин 2150–5012 м забой) и названа по ж/д станции Абдулино Оренбургской области. Серия объединяет леонидовскую, приутовскую, шиханскую и леузинскую свиты (см. рис. 2). Постепенный переход между усинской и леонидовской свитами (соответственно средним и верхним рифеем) наблюдался в скважинах 229 Леонидовская (Лнд) [Тимергазин, 1959], 4 Асл, 20006 Подгорная (Пдг), 1 Северокушкульская (СКк).

Леонидовская свита (RF₃In) была выделена З.П. Ивановой и А.А. Клевцовой в 1957 г. [Иванова и др., 1958] со стратотипом в скважине 229 Лнд на северо-востоке САА в интервале глубин 2198–2925 м и названа по с. Леонидовка. Свита представлена песчаниками кварцевыми, часто кварцитовидными, разнозернистыми, с резко подчиненными и мало мощными прослоями алевролитов того же состава и аргиллитов. Псаммиты розовато-серые, красновато-коричневые, реже сиреневато- и светло-серые и белые «сахаровидные», с характерными мучнисто-белыми включениями каолинита размером от 0,5–1 до 5–7 мм, беспорядочно и крайне неравномерно распределенными в породе. В скв. 6 Ахм свита расчленена на две толщи. *Нижняя* толща мощностью 260 м сложена кварцевыми кварцитовидными разнозернистыми песчаниками с мучнисто-белым каолинитом и существенно *цирконовой* аксессуарно-минеральной ассоциацией. *Верхняя* толща мощностью 150 м представлена кварцевыми кварцитовидными песчаниками неравнозернистыми, прослоями содержащими гравийные зерна и редкую угловато-окатанную гальку молочно-белого кварца, кристаллических сланцев и сливных кварцевых песчаников. Аксессуарные минералы в песчаниках верхней толщи образуют *рутил-турмалин-цирконовую* ассоциацию.

Специфический облик песчаников, их существенно кварцевый состав и типичная цирконовая ассоциация определяют леонидовскую свиту как один из лучших маркирующих горизонтов при межрегиональной корреляции допалеозойских осадочных комплексов ВУО. Мощность свиты 110–600 м.

Приутовская свита (RF₃pr) выделена Л.Д. Ожигановой [1974] со стратотипом в скв. 740 Шкп и названа по ж/д станции Приутово. Облик приу-

товской свиты варьирует, что в ряде случаев являлось причиной выделения отложений свиты под разными названиями: кармалинской, салаватской или кульской.

В стратотипе (скважина 740 Шкп) свита представлена аргиллитами, доломитовыми мергелями, алевролитами и песчаниками полевошпат-кварцевого состава и была расчленена Л.Д. Ожигановой на подсвиты: нижнеприутовскую (базлыкскую), среднеприутовскую (кожайскую) и верхнеприутовскую (кармалкинскую). Верхняя кармалкинская подсвита пройдена в скважине без отбора кернa и выделена по данным каротажа. Согласно представлениям Л.Д. Ожигановой [1974], мощность свиты здесь составляет 671 м. Однако изучение минералогических проб из коллекции Л.Д. Ожигановой показало, что отложения среднеприутовской и верхней части нижнеприутовской подсвит содержат значительное количество гранатов со ступенчато-черепачатый рельефом граней. Подобный тип гранатов является типоморфным для вендских отложений и практически отсутствует в рифейских толщах [Ожиганова, 1959; Сергеева, 1986, 2008], поэтому отложения верхней, средней и части нижней подсвит приутовской свиты в стратотипе были отнесены к сергеевской свите нижнего венда [Козлов и др., 2004]. Собственно приутовская свита в скв. 740 Шкп выделена в интервале глубин 3520–3740 м и имеет мощность 220 м.

В последние годы наиболее полный разрез приутовской свиты вскрыт скважиной 1 Лз в интервале глубин 4130–4680 м общей мощностью 550 м. В составе свиты здесь преобладают песчаники (40%) и алевролиты (37%), меньше распространены аргиллиты (15%), в подчиненном количестве присутствуют доломиты (7%), известняки и мергели (около 1%). По литолого-петрографическому составу и соотношению пород в переслаивании в скважине 1 Лз свита расчленена на две ритмично построенные подсвиты: нижнюю (интервал глубин 4395–4680 м) и верхнюю (интервал глубин 4130–4395 м), мощность которых соответственно 285 м и 265 м. Этот тип разреза предлагается в качестве стратотипа приутовской свиты восточных районов КБА, отвечающего прибрежной зоне открытого бассейна. Западный тип разреза приутовской свиты, включающий зону мелководья (Шкаповский разрез) и лагунной впадины (Аслыкульский разрез), наиболее полно представлен в скв. 4 Алк и предложен в качестве гипостратотипа [Сергеева, 2008]. Свита испытывает значительные фациальные изменения, хотя общий набор основных типов пород сохраняется, но соотношение их в переслаивании значительно меняется и определяется положением скважины в конкретной структуре.

С подстилающей леонидовской свитой приютовская связана постепенным переходом [Рабочая..., 1981]. Но в скважинах 1 Лз, 800 Срз, 62 Кб приютовская свита со значительным перерывом залегает на отложениях ольховской свиты среднего рифея, что можно объяснить наличием здесь достаточно крупного субмеридионального конседиментационного (Кабаковского) поднятия или проявлением разрывных нарушений. Наличие последних подтверждается присутствием зеркал скольжения, тектонических брекчий и интенсивным проявлением трещиноватости [Козлов и др., 2003]. Мощность свиты колеблется от 150 до 550 м.

Шиханская свита (RF_{3sh}) выделена Л.Ф. Солонцовым [1963] со стратотипом в скв. 5 Шиханская (Ших) в интервале глубин 3070–3438 м. Отложения свиты распространены только в восточной части КБА, где вскрыты на Шиханской (скв. 5), Ахмеровской (скв. 6), Южноавтимаановской (скв. 184 и 188), Кабаковской (скв. 62), Дуванской (скв. 1 и 7) и Леузинской (скв. 1) разведочных площадях. Она представлена известняками с подчиненными прослоями аргиллитов, мергелей и очень редко полевошпат-кварцевых алевролитов, местами содержащих глауконит. С подстилающей приютовской свитой отмечается постепенный переход [Стратиграфическая..., 2000а]. Типичными для шиханской свиты являются известняки тонко- и мелкозернистые, пестроокрашенные: темно- и розовато-коричневые, коричневатокрасные, зеленовато-серые и серые часто с голубоватым оттенком, в отдельных прослоях слабо доломитизированные. Для них характерна субпараллельная неравномерная, тонкая, часто ленточная, волнистая и линзовидная слоистость, обусловленная послойно неравномерным содержанием глинистого и глинисто-железистого материала, определяющим изменение интенсивности окраски. Волнистые, часто разноокрашенные, слои прерывистые (пережатые), что обусловило «струйчатый» облик шиханских известняков [Козлов и др., 2003]. По составу, структурно-текстурным и хемостратиграфическим особенностям, внешнему облику и особенно наличию «струйчатости» известняки шиханской свиты совершенно аналогичны известнякам катавской свиты каратавия стратотипических разрезов рифея Башкирского мегантиклинория [Козлов и др., 2003]. Именно поэтому шиханская свита также является одним из основных маркирующих горизонтов при межрегиональной корреляции рифея ВУО и Южного Урала [Козлов, 2004, 2008]. Мощность шиханской свиты изменяется от 170 до 360 м (соответственно скв. 62 Кб и 5 Ших).

Леузинская свита (RF_{3lz}) впервые выделена В.И. Козловым с соавторами [Козлов и др., 1999, 2003] со стратотипом в скважине 1 Лз (интервал

глубин 3715–3950 м); фрагмент разреза отложений свиты вскрыт в скв. 7 Дуванская (Д). Свита сложена доломитами с темно-серыми углеродисто-глинистыми слойками (1–3 мм), в основании отмечаются прослои известняков. С подстилающей шиханской свитой она связана постепенным переходом. Верхняя граница свиты в керне не наблюдалась, но в 5 м выше по стволу скважины от последнего долбления с отбором керна леузинских доломитов вскрыты доломиты мелко- и среднезернистые, темно-серые и черные, ранне- и среднедевонского возраста (395±14 млн. лет [Козлов и др., 2003]). Остаточная мощность леузинской свиты 235 м.

Леузинская свита завершает известный на сегодня разрез абдулинской серии верхнего рифея ВУО, мощность отложений которого здесь колеблется от 800–1000 м в западной зоне КБА и САА до 2000–2600 м в восточной зоне КБА.

Завершающий (терминальный) рифей (RF₄) — четвертая эратема рифея, включающая осадочно-вулканогенные образования кипчакской (RF_{4kp}) свиты, выделена только в скв. 1 Кпч. Ранее эти отложения рассматривались в составе сергеевской свиты нижнего венда [Козлов и др., 2004] или старопетровской свиты верхнего венда [Лагутенкова, Чепикова, 1982]. К пересмотру стратиграфического положения отложений, отнесенных к сергеевской свите в скв. 1 Кпч, привели данные изотопного датирования базальтов по кварц-саладонитовому агрегату (734 млн. лет, Rb-Sr метод [Горожанин, 2009]) и корреляции кипчакских базальтов с вулканитами аршинской серии Южного Урала с изотопным возрастом 709–732 млн. лет (U-Pb метод, SHRIMP-II [Козлов и др., 2011; Краснобаев и др., 2007, 2012]). Аршиний (завершающий, или терминальный рифей RF_{4ar}) как самостоятельный стратон с рубежами 600 и 760 млн. лет выделен на Южном Урале с получением U-Pb датировок (SHRIMP-II) по цирконам из аршинских вулканитов [Козлов и др., 2011; Краснобаев и др., 2007, 2012].

На подстилающих отложениях абдулинской серии верхнего рифея кипчакские образования завершающего рифея залегают с размывом. Сама граница не охарактеризована керном и определена по данным каротажа. Учитывая то, что на соседних разведочных площадях (Аслыкульской в скв. 4 и Шкаповской в скв. 740) развиты отложения приютовской свиты верхнего рифея, а в разрезе скважины 1 Кпч приютовские отложения отсутствуют и кипчакская свита лежит на леонидовских песчаниках, между леонидовской и кипчакской свитами фиксируется значительный перерыв в осадконакоплении. Перекрывающие песчаники байкибашевской свиты верхнего венда на подстилающих аргиллитах кипчакской свиты залегают также с раз-

мывом, а временной интервал перерыва частично соответствует периоду формирования сергеевской свиты нижнего венда, но в целом его превышает.

Кипчакская свита (RF₄kp) впервые выделена [Сергеева и др., 2015] со стратотипом в скв. 1 Кпч в интервале глубин 3220–3300 м, где представлена аргиллитами интенсивно хлоритизированными, алевролитами полимиктовыми и базальтовыми лавами интенсивно хлоритизированными, серицитизированными и кальцитизированными, с характерными миндалекаменными флюидальными текстурами и гиалиновыми, гиалопилитовыми вариолитовыми реликтовыми структурами. Базальтовые лавы включают гиалобазальты, которые переходят в гиалокластиты. Гиалокластиты, в свою очередь, постепенно переходят в халцедоновые породы с радиально-лучистым строением и с включениями обрывков гематитизированного вулканического стекла и неправильных скоплений пумпеллиит-селадонитового состава. Базальты в скв. 1 Кпч по текстурно-структурным особенностям, присутствию в них прослоек трещиноватых лав, кремней и гиалокластитов, отнесены к эффузивной фации [Козлов и др., 2004, 2009] и выделены в кипчакский вулканогенный комплекс, который сопоставлен [Сергеева и др., 2015] с игонинскими метабазальтами аршиния (Тирлянская синклиналь, Южный Урал). Мощность базальтов 30 м, а неполная мощность кипчакской свиты 80 м.

Мощность отложений рифея в ВУО в сводном разрезе составляет более 13 км.

Вендская система (V). Шкапово-Шиханская впадина

Вендские отложения развиты в двух крупных краевых впадинах — Верхнекамской и Шкапово-Шиханской, разделенных Сарапульско-Яныбаевской седловиной, где залегают со структурным несогласием на рифейских отложениях и перекрывают плащеобразно породы кристаллического фундамента.

Стратиграфическая схема вендских отложений для Верхнекамской впадины, разработанная А.В. Кутуковым и Е.М. Аксеновым, используется практически без изменений и в настоящее время, и в статье не рассматривается.

В составе венда в Шкапово-Шиханской впадине выделены нижневендские отложения (сергеевская свита), с размывом залегающие на отложениях верхнего и терминального рифея, и верхневендские — байкибашевская и старопетровская (каировская серия) и салиховская и карлинская (шкаповская серия) свиты. Свиты верхнего венда связаны

между собой постепенными переходами, региональные несогласия наблюдаются лишь в основании каировской серии и в кровле шкаповской. Байкибашевская свита верхнего венда каировской серии трансгрессивно перекрывает отложения сергеевской свиты нижнего венда, различные образования рифея и кристаллического фундамента, а отложения шкаповской серии — с глубоким размывом перекрывает отложениями нижнего и среднего девона и очень редко ордовика (?) и нижнего силура.

Нижний венд (V₁)

Нижневендские отложения обычно трассируются благодаря наличию двух специфических климато- и литостратиграфических горизонтов (лапландские ледниковые отложения и вулканогенные трапповые образования). В Волго-Уральской области выделение лапландского горизонта в силу особенностей вендских отложений обосновано не достаточно строго. В Шкапово-Шиханской впадине к нижнему венду отнесена сергеевская свита каировской серии.

Сергеевская свита (V₁sg) впервые выделена В.И. Козловым с соавторами [Козлов и др., 2004] со стратотипом в скважинах 800 Срг (интервал глубин 2880–2950 м) и 740 Шкп (интервал глубин 2980–3525 м). В этих скважинах в указанных интервалах вскрыты аргиллиты, алевролиты и песчаники преимущественно полевошпат-кварцевого состава. Непосредственные контакты сергеевской свиты с подстилающими отложениями в керне не наблюдались. Мощность свиты в скв. 800 Срг — 70 м, а в скв. 740 Шкп — 545 м.

Верхний венд (V₂)

Каировская и шкаповская серии верхнего венда Шкапово-Шиханской впадины объединены А.А. Клевцовой [1968] в бижбулякский комплекс со стратотипом в скв. 740 Шкп (интервал глубин 2151–2984 м). В составе верхнего венда рассматриваются байкибашевская, старопетровская свиты каировской и салиховская и карлинская свиты шкаповской серий. Литологической особенностью верхнего венда (как и в Башкирском мегантиклинории) является полное отсутствие карбонатов, смена кварцевых и отчасти аркозовых песчаников полимиктовыми, увеличение доли грубообломочных пород, что связано с появлением размываемых поднятий Тиманского орогена на востоке региона [Пучков, 2010].

Байкибашевская свита (V₂bc) выделена Ф.С. Куликовым [Солонцов, 1963] со стратотипом в скважине 4 Байкибашевская (Бкб) в интервале глубин

2220–2238 м, где она представлена неравномерно-зернистыми песчаниками с прослоями аргиллитов. Отложения свиты вскрыты на Байкибашевской, Кушкульской, Каировской, Дуванской, Восточно-аскинской, Аслыкульской, Кабаковской, Южно-Тавтимановской, Ахмеровской, Шиханской, Кипчакской (западный Башкортостан), Сулинской, Бавлинской, Таткандызской (юго-восток Татарстана) и других разведочных площадях (см. рис. 1) и представлены песчаниками полимиктовыми, полевошпат-кварцевыми, аркозовыми, субаркозовыми, разнозернистыми, содержащими примесь гравийно-галечникового материала и прослой алевролитов, по составу и облику близких к песчаникам, и аргиллитов. Нижняя граница свиты описана выше. Значительные колебания мощности свиты и отсутствие ее в ряде скважин ВУО объясняются неровностями рельефа эродированной поверхности подстилающих отложений. Минимальные мощности (8–25 м) зафиксированы в Сарапульско-Яныбаевской седловине, максимальные (85–190 м) — в восточной зоне КБА.

Старопетровская свита (V_2sp) выделена Л.Ф. Солонцовым [1963] со стратотипом в скважине 5 Старопетровская (Стп) в интервале глубин 2270–2434 м. Свита вскрыта скважинами в тех же структурах, что и отложения байкибашевской свиты (см. рис. 1), и представлена неравномерным чередованием преимущественно серых песчаников и алевролитов полимиктового, полевошпат-кварцевого, аркозового и субаркозового состава и аргиллитов, часто темно-серых и черных углеродсодержащих. С подстилающей байкибашевской свитой она связана постепенным переходом. В местах, где байкибашевская свита отсутствует («прислонения» к бортам впадины или конседиментационным поднятиями), старопетровская свита залегает на рифейских отложениях с размывом. Мощность свиты изменяется от 80 до 465 м [Стратиграфическая..., 2000а].

Салиховская свита (V_2sl) выделена К.Р. Тимергазиным [1953] со стратотипом в скважине 51 Салиховская (Слх) в интервале глубин 2955–3036 м. Полные разрезы свиты вскрыты многими скважинами Шкапово-Шиханской впадины: 6 Ахм, 184 и 188 Южно-Тавтимановские (ЮТв), 5 Ших, 1 Северо-Кушкульская (СКк), 100 Кк и др. (см. рис. 1). Она сложена разнозернистыми песчаниками и алевролитами полимиктового состава, с редкими прослоями аргиллитов. В крупнозернистых разностях отмечаются гравий и мелкая галька, и тогда они описываются как гравелиты или мелкогалечные конгломераты, образующие прослой толщиной от 1–3 до 5–10 см. Для свиты характерно изменение соотношения пород в переслаивании при сохране-

нии их одинакового набора. Например, на Южно-Тавтимановской площади (скв. 184 и 188) в составе свиты преобладают крупнозернистые песчаники, которые концентрируются в средней части разреза, намечая трехчленное ее деление. Севернее, на Кушкульской площади (скв. 100, 101 и 103), превалируют алевролиты, на юге впадины (скв. 6 Ахм) преобладают мелкозернистые полимиктовые и полевошпат-кварцевые разности песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов; западнее, в скважине 4 Асл, увеличивается содержание мелко- и среднезернистых песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов темно-вишневых или голубовато-серых. Красноцветная существенно песчанниковая салиховская свита является своеобразным маркирующим горизонтом при межрегиональной корреляции верхневендских отложений ВУО. Мощность свиты 90–440 м.

Карлинская свита (V_2kr) выделена К.Р. Тимергазиным [1953] со стратотипом в скважине 12 Карлинская (Крл) в интервале глубин 2205–2703 м. Отложения свиты вскрыты скважинами на Леонидовской (скв. 500, 495 и 229), Серафимовской (скв. 16, 65, 119, 377 и др.), Шкаповской (скв. 59, 740), Кипчакской (скв. 1), Байкибашевской (скв. 3 и 4), Кабаковской (скв. 62), Ахмеровской (скв. 6) и других разведочных площадях. Она представлена аргиллитами, часто углеродистыми, с подчиненными прослоями полимиктовых и полевошпат-кварцевых алевролитов и песчаников (редко). Свита имеет значительные колебания мощности (от 100 до 610 м), что определяется глубиной предпалеозойского размыва.

Карлинская свита завершает разрез верхнего венда Шкапово-Шиханской впадины, суммарная мощность которого здесь достигает 2250 м. Общая мощность отложений рифея и венда ВУО превышает 15 км.

Заключение

Новые геологические и геохронологические данные в рифее и венде Урала и ВУО позволили существенно уточнить возраст главных рубежей рифея, выделить новые стратиграфические подразделения в составе рифея и венда ВУО.

1. В основании рифея ВУО стратиграфически ниже норкинской свиты прикамской подсерии выделена новая сарапульская подсерия в составе сигаевской и костинской свит, мощностью более 2,5 км [Козлов, Сергеева, 2010]. В других разрезах скважин ВУО эти отложения не вскрыты; неизвестны их аналоги и в рифее на Южном Урале (табл. 2).

2. Базальты, вскрытые в призабойной части в скв. 203 МА и относимые ранее к нижнему про-

Таблица 2

Общая стратиграфическая шкала России [Семихатов и др., 1991; Стратиграфический кодекс..., 2006] и Стратиграфические схемы рифея и венда Волго-Уральской области [Стратиграфическая схема..., 2000а; Козлов, 2009; Козлов, Сергеева, 2010, 2011; Сергеева, Пучков, Ратов, 2015] и Башкирского мегантиклинория [Стратиграфические схемы..., 1993; Козлов и др., 2011; Краснобаев и др., 2013; Пучков и др., 2014]

Общая стратиграфическая шкала [Семихатов и др., 1991; Стратиграфический кодекс ..., 2006]				Волго-Уральская область [Стратиграфическая ..., 2000; Козлов, 2009; Козлов, Сергеева, 2010; Сергеева, Пучков, 2015]		Башкирский мегантиклинорий [Стратиграфические ..., 1993; Козлов и др., 2011; Краснобаев и др., 2013; Пучков и др., 2014]			
Акротема	Зонотема	Эратема	Возраст, млн. лет	Серия	Свита	Серия	Возраст млн. лет, новые данные	Эратема / Отдел	Зонотема / Система
Перекрывающие				Палеозойские отложения					
Венд				Шпаковская	Карлинская	Зиганская	542	V ₂	Венд
				Каировская	Салиховская	Куккараукская			
600				Каировская	Старопетровская	Басинская	600	V ₁	Венд
				Каировская	Байкибашевская	Урюкская			
1030				(RF ₁)	Сергеевская	Бакеевская	800	Терминальный (Аршинский) (RF ₁)	Венд
				(RF ₁)	Кипчакская	Шумская			
1350				(RF ₁)	Игонинская	Игонинская	800	Верхний (Каратавский) (RF ₃)	Рифей
				(RF ₁)	Махмутовская	Махмутовская			
1350				(RF ₁)	Байнасская	Байнасская	800	Средний (Юрматинский) (RF ₂)	Рифей
				(RF ₁)	Укская	Укская			
1650				(RF ₁)	Миньярская	Миньярская	1400	Нижний (Бурзянский) (RF ₁)	Рифей
				(RF ₁)	Инзерская	Инзерская			
1650				(RF ₁)	Катавская	Катавская	1400	Средний (Юрматинский) (RF ₂)	Рифей
				(RF ₁)	Приотовская	Приотовская			
1650				(RF ₁)	Зильмердакская	Зильмердакская	1400	Верхний (Каратавский) (RF ₃)	Рифей
				(RF ₁)	Леонидовская	Леонидовская			
1650				(RF ₁)	Усинская	Авзянская	1400	Средний (Юрматинский) (RF ₂)	Рифей
				(RF ₁)	Ольховская	Зигазино-комаровская			
1650				(RF ₁)	Тукаевская	Зигальгинская	1400	Нижний (Бурзянский) (RF ₁)	Рифей
				(RF ₁)	Надеждинская	Машакская (Кувашская)			
1650				(RF ₁)	Кабаковская	Бакальская (Юшинская)	1400	Средний (Юрматинский) (RF ₂)	Рифей
				(RF ₁)	Калтасинская	Саткинская (Суранская)			
1650				(RF ₁)	Минаевская	Айская (Большеинзерская)	1400	Верхний (Каратавский) (RF ₃)	Рифей
				(RF ₁)	Ротковская	Айская (Большеинзерская)			
1650				(RF ₁)	Норкинская	Айская (Большеинзерская)	1400	Средний (Юрматинский) (RF ₂)	Рифей
				(RF ₁)	Костинская	Айская (Большеинзерская)			
1650				(RF ₁)	Сигаевская	Айская (Большеинзерская)	1400	Нижний (Бурзянский) (RF ₁)	Рифей
				(RF ₁)	Сигаевская	Айская (Большеинзерская)			
AR-PR ₁				AR-PR ₁					

терозою на основании К-Аг датировок [Козлов и др., 1995], с учетом перемещения нижней границы рифея в Уральском стратотипе на уровень около 1800 млн. лет, сочтены возрастными аналогами навьшских базальтов айской свиты и включены в остав норкинской свиты нижнего рифея, что делает более уверенной корреляцию разрезов вулканогенно-осадочных отложений айской и норкинской свит.

3. В состав серафимовской серии среднего рифея включена надеждинская свита, как аналог машакской вулканогенно-осадочной свиты Уральского стратотипа рифея [Козлов, 2004]. К сожалению, новых материалов по составу и строению самой надеждинской свиты нет, но магматизм машакского уровня в ВУО датирован в дайковом комплексе, прорывающем образования норкинской свиты нижнего рифея и кристаллических пород фундамента в скв. 183 МА [Puchkov et al., 2013] и кабаковской свиты нижнего рифея в скв. 1 ВА (неопубликованные данные В.Н. Пучкова).

4. В абдулинской серии верхнего рифея выделена новая леузинская свита существенно карбонатного состава, по комплексу признаков сопоставленная с подинзерскими слоями инзерской свиты уральского стратотипа [Козлов и др., 1999, 2003].

5. В рифее ВУО выделена новая четвертая эратема: завершающий (терминальный) рифей (RF₄). Основанием для выделения завершающего рифея послужили сведения о кипчакской свите, которая по положению в разрезе рифея и наличию базальтов, имеющих изотопную датировку (734 млн. лет [Горожанин, 2009]), находится в возрастном интервале (600–800 млн. лет) завершающего рифея (аршиния) на Южном Урале. Соотношение стратонев завершающего рифея ВУО и аршиния Южного Урала показано в таблице 2.

6. В венде выделены нижневендские отложения в составе сергеевской свиты [Козлов и др., 2004]. Основанием для выделения нижнего венда послужило наличие в аргиллитах сергеевской свиты в скв. 800 Срг доредкинской микробиоты [Янкаускас, 1982].

Все дополнения и изменения, вносимые в стратиграфическую схему рифея и венда ВУО, позволяют более обоснованно проводить региональную и межрегиональную корреляцию разрезов верхнего докембрия (см. табл. 2) и моделирование геологических процессов. Новые материалы могут быть использованы при уточнении направлений поисковых работ на УВ в регионе.

Литература:

Аксенов Е.М., Баранов В.А., Кавеев И.Х., Солонцов Л.Ф. Новые данные по верхнему докембрию востока

Русской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1984. — № 7. — С. 144–148.

Андреев Ю.В., Иванова Т.В., Келлер Б.М., Лисовский Н.Н., Морозов С.Г., Тагиров И.А., Янкаускас Т.В. Стратиграфия верхнего протерозоя востока Русской плиты и западного склона Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1981. — № 10. — С. 57–67.

Вейс А.Ф., Ларионов Н.Н., Воробьева Н.Г., Ли Сень-Джо. Микрофоссилии в стратиграфии рифейских отложений Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий) и Приуралья (Камско-Бельский авлакоген) // Стратиграфия. Геол. корреляция. — 2000. — Т. 8, № 5. — С. 23–28.

Верхний докембрий восточных районов Татарстана и перспективы его нефтегазоносности / *В.И. Козлов, Р.Х. Муслимов, Н.С. Гатиятуллин, Л.А. Генина, Н.Д. Сергеева, Н.Н. Ларионов, П.Н. Михайлов, В.В. Баранов.* — Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1995. — 218 с.

Горожанин В.М. Rb-Sr датирование неопротерозойских вулканитов по поствулканическому селадониту: скв. Кипчак 1, Серноводско-Абдулинский авлакоген // Изотопные системы и время геологических процессов: Тез. докл. 4 Рос. конф. по изотопной геохронологии (Санкт-Петербург, 2–4 июня 2009 г.) — СПб, 2009. — С. 145–147.

Иванова З.П., Веселовская М.М., Клевцова А.А., Филиппова М.Ф. Новые данные по стратиграфии палеозойских отложений Волго-Уральской области // Вопросы геологического строения УССР и Волго-Уральской области. — М.: Гостоптехиздат, 1958. — С. 42–58.

Иванова Т.В., Масагутов Р.Х., Андреев Ю.В. Комплексное использование геолого-геофизических и литолого-геохимических данных для расчленения и корреляции разрезов рифея платформенной части Башкирии // Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей и венд): Тез. докл. — Уфа, 1990. — С. 57–58.

Иванова Т.В., Масагутов Р.Х., Андреев Ю.В. Обоснование выделения надеждинской свиты нижнего рифея в восточной части Новотроицкой структурной террасы // Тр. БашНИПИнефть. — 1998. — Вып. 95. — С. 37–44.

Кей Л.С., Крофорд Д.С., Бартли Д.К., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Пучков В.Н. С- и Sr-изотопная хеоматриграфия как инструмент для уточнения возраста рифейских отложений Камско-Бельского авлакогена Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. — 2007. — Т. 15, № 1. — С. 15–34.

Клевцова А.А. Основные черты истории развития Русской платформы в венде // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1968. — № 8. — С. 3–14.

Клевцова А.А. Об основных чертах истории Русской платформы в рифее // Там же. — 1971. — № 7. — С. 3–13.

Козлов В.И. Стратиграфия додевонских осадочных толщ западного Башкортостана // Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана: Первые Тимергазинские чтения (Уфа, 20–21 ноября 2003 г.) — Уфа: Тау, 2004 — С. 45–82.

Козлов В.И. Корреляция разрезов и обоснование возраста отложений кыргинской серии западного Баш-

кортостана и смежных районов Волго-Уральской области (по данным бурения глубоких скважин) // Известия отделения наук о Земле АН РБ. Геология. — Уфа. Пилем, 2008. — № 13. — С. 58–72.

Козлов В.И. Об объеме и возрасте некоторых стратоней рифея западного Башкортостана // Бюллетень Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. — М.: Изд-во РАЕН, 2009. — Вып. 4. — С. 30–39.

Козлов В.И., Сергеева Н.Д. Кырпинская серия Волго-Уральской области: объем, состав и возраст // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий // Матер. VIII межрег. науч.-практ. конф. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. — С. 195–198.

Козлов В.И., Сергеева Н.Д. Верхний протерозой Волго-Уральской области. Стратиграфия и особенности состава // Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. Геология. — 2011. — № 17. — С. 58–80.

Козлов В.И., Вейс А.Ф., Сергеева Н.Д., Воробьева Н.Г., Генина Л.А., Михайлов П.Н. Литолого-петрографическая характеристика и микрофоссилии верхнедокембрийских отложений, вскрытых параметрической скважиной 133 Азино-Пальниковская в Удмуртии // Ежегодник—1996 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 1998. — С. 63–70.

Козлов В.И., Калеганов Б.А., Генина Л.А. К вопросу о выделении дорифейских (раннепротерозойских) отложений на востоке Русской плиты // Общие проблемы стратиграфии и геологической истории рифея Северной Евразии: Тез. докл. — Екатеринбург, 1995. — С. 43–44.

Козлов В.И., Масагутов Р.Х., Лозин Е.В., Иванова Т.В., Сергеева Н.Д., Генина Л.А., Михайлов П.Н., Андреев Ю.В. Стратиграфия и нефтегазоносность верхнего докембрия Волго-Уральской области // Стратиграфия, палеонтология и перспективы нефтегазоносности рифея и венда восточной части Восточно-Европейской платформы: Матер. Всерос. совещ. — Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1999. — Ч. 1. — С. 40–48.

Козлов В.И., Пучков В.Н., Масагутов Р.Х., Иванова Т.В., Сергеева Н.Д., Горожанин В.М. Рифей-вендские отложения Камско-Бельского авлакогена, вскрытые скважиной 1 Восточно-Аскинская. — СПб.: Недра, 2007. — 136 с.

Козлов В.И., Пучков В.Н., Нехорошева А.Г., Краснобаев А.А., Бушарина С.В. Аршиний — новый стратоней рифея в стратотипических разрезах Южного Урала // Геологический сборник № 9 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. — С. 52–56.

Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Генина Л.А., Михайлов П.Н. Верхний докембрий западного Башкортостана и перспективы его нефтегазоносности // Проблемы региональной геологии, нефтегазоносности, металлогении и гидрогеологии Республики Башкортостан. — Уфа: ИГ УНЦ РАН, АН РБ, 1997. — С. 214–216.

Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Генина Л.А., Михайлов П.Н. Аналогии отложений нижнего венда на западе Башкортостана // Геологический сборник № 4 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 2004. — С. 71–76.

Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Генина Л.А., Михайлов П.Н., Мунасыпов Н.З. К вопросу о выделении надеждинской свиты нижнего рифея на востоке Волго-Уральской области // Геологический сборник № 1 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 2000. — С. 53–55.

Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Михайлов П.Н., Генина Л.А. Нижний рифей платформенного Башкортостана и перспективы его нефтегазоносности // Минерально-сырьевая база Республики Башкортостан: реальность и перспективы: Матер. республ. науч.-практ. конф. (Уфа, 5–6 апр. 2002 г.). — Уфа: Тау, 2002. — С. 185–195.

Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Михайлов П.Н. Рифей южной части Башкирского мегантиклинория: стратиграфия и полезные ископаемые // Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана: Матер. V республ. геол. конф. — Уфа, 2003. — Т. 1. — С. 38–41.

Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Михайлов П.Н. Стратиграфические подразделения пограничных отложений верхнего рифея, венда и палеозоя западного Башкортостана // Бюллетень Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы. — Вып. 4. — М.: Изд-во РАЕН, 2009. — С. 40–44.

Козлова Е.В. Находки микрофоссилий в рифейских отложениях востока Русской плиты // Геология докембрия Южного Урала и востока Русской плиты. — Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1990. — С. 50–56.

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Ларионов А.Н., Нехорошева А.Г., Бережная Н.Г. О возрасте Барангуловского габбро-гранитного комплекса Южного Урала // Геологический сборник № 6 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. — С. 7–16.

Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В. Новые данные по цирконовой геохронологии аршинских вулканитов (Южный Урал) // Литосфера. — 2012. — № 4. — С. 127–140.

Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н. Цирконология навышских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // Докл. РАН. — 2013. — Т. 448, № 4. — С. 437–442.

Лагутенкова Н.С., Чепикова И.К. Верхнедокембрийские отложения Волго-Уральской области и перспективы их нефтегазоносности. — М.: Наука, 1982. — 112 с.

Масагутов Р.Х. Литолого-стратиграфическая характеристика и палеогеография позднего докембрия Башкирского Приуралья. — М.: Недра, 2002. — 224 с.

Морозов С.Г., Солонцов Л.Ф. Основные проблемы стратиграфии верхнего докембрия Западной Башкирии // Тез. докл. совещ. по верхнему докембрию (рифею) Русской платформы. — М., 1974. — С. 108–118.

Ожиганова Л.Д. К вопросу об источниках сноса терригенного материала додевонских отложений Башкирии // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. — Уфа: БФАН СССР, 1959. — Вып. 4. — С. 54–58.

Ожиганова Л.Д. Новые данные о стратиграфическом расчленении бавлинских отложений Башкирии // Геоло-

гическое строение и перспективы нефтеносности Западной Башкирии. — Уфа: БФАН СССР, 1974. — С. 22–37.

Ожиганова Л.Д. Нижний рифей западной Башкирии // Стратиграфия и литология верхнего докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья. — Уфа: БФАН СССР, 1983. — С. 33–47.

Постникова И.Е. Верхний докембрий Русской плиты и его нефтеносность. — М.: Недра, 1977. — 221 с.

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

Пучков В.Н., Козлов В.И. Особенности тектоники Волго-Уральской нефтегазоносной области // Георесурсы. — 2005. — № 1. — С. 24–27.

Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлов В.И., Матуков Д.И., Нехорошева А.Г., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Предварительные данные о возрастных рубежах нео- и мезопротерозоя Южного Урала в свете новых U-Pb датировок // Геологический сборник № 6 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. — С. 3.

Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Сергеева Н.Д. Новое в стратиграфии стратотипического разреза рифея // Обшая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы ее обустройства: Матер. Всерос. конф. — М.: ГИН РАН, 2013. — С. 70–72.

Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Краснобаев А.А. Пограничные стратотипы рифея и венда на Южном Урале. Дополнения и изменения в региональную стратиграфическую схему // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. и докл. 10 Межрег. науч.-практ. конф. (Уфа, 13–15 мая, 2014 г.) — Уфа: ДизайнПресс, 2014. — С. 77–87.

Рабочая схема стратиграфии и корреляция разрезов верхнего протерозоя западной Башкирии (методические рекомендации). — Уфа, 1981. — 35 с.

Семихатов М.А., Шуркин К.А., Аксенов Е.М., Беккер Ю.Р., Бибикина Е.В., Дук В.Л., Есипчук К.Е., Карсаков Л.П., Киселев В.В., Козлов В.И., Лобач-Жученко С.Б., Негруца В.З., Робонен В.И., Сезько А.И., Филатова Л.И., Хоментовский В.В., Шемякин В.М., Шульдинер В.И. Новая стратиграфическая шкала докембрия СССР // Изв. АН СССР. Сер. геол. — 1991. — № 4. — С. 3–13.

Сергеева Н.Д. Сопоставление вендских отложений западного крыла Башкирского мегантиклинория (Южный Урал) и юго-восточной окраины Русской плиты по акцессорным минералам // Докембрий и палеозой Южного Урала. — Уфа: БФАН СССР, 1986. — С. 24–36.

Сергеева Н.Д. Приуровская свита верхнего рифея Камско-Бельского авлакогена: строение, состав и минералогические особенности // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. 7 Межрегиональной научно-практической конференции (Уфа, 19–21 ноября, 2008 г.). — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. — С. 122–131.

Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Ратов А.А. Аналогии аршинских вулканитов завершающего рифея в Волго-Уральской области (скважина 1 Кипчакская) и их стратиграфическое значение // Вестник АНРБ. — 2015. — Т. 20, № 2 (78). — С. 25–33.

Солонцов Л.Ф. Додевонские отложения Урало-Волжской области и смежных территорий // Нефтегазоносность Урало-Волжской области. — М.: Изд-во АН СССР, 1956. — С. 103–113.

Солонцов Л.Ф. К вопросу о пересмотре стратиграфической схемы отложений позднего докембрия центральных и восточных областей Русской платформы // Изв. Казан. фил. АН СССР. Сер. геол. — 1963. — № 10. — С. 130–143.

Солонцов Л.Ф. Основные черты стратиграфии верхнего докембрия Рязано-Саратовского прогиба // Тез. докл. совещ. по верхнему докембрию (рифею) Русской платформы. — М., 1974. — С. 101–107.

Солонцов Л.Ф., Аксенов Е.М. Рифей Восточно-Европейской платформы // Изв. вузов. Геология и разведка. — 1969. — № 10. — С. 3–14.

Солонцов Л.Ф., Клевцова А.А., Аксенов Е.М. Новые данные о стратиграфии рифейских отложений востока Русской платформы // Сов. геология. — 1966. — № 1. — С. 70–77.

Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области / *В.И. Козлов, Е.М. Аксенов, Н.Д. Сергеева, Т.В. Иванова Ю.В. Андреев, Р.Х. Масагутов, П.Н. Михайлов.* — Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2000 а. — 2 схемы.

Стратиграфическая схема рифейских и вендских отложений Волго-Уральской области: Объяснительная записка / *В.И. Козлов, Е.М. Аксенов.* — Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2000 б. — 81 с.

Стратиграфический кодекс России. — 3-е изд. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. — 96 с.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). — Екатеринбург: Межвед. Стратигр. Комитет России, 1993. — 151 схема.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология. — М.: Наука, 1983. — 183 с. — (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 377).

Тимергазин К.Р. Доживетские отложения Западной Башкирии // Девон Русской платформы. — Л.; М.: Гостоптехиздат, 1953. — С. 179–183.

Тимергазин К.Р. Очерки по истории Башкирской нефти. — Уфа: Башкир книгоиздат, 1956. — 91 с.

Тимергазин К.Р. Додевонские образования западной Башкирии и перспективы их нефтегазоносности. — Уфа: Изд-во ГГИ БФАН СССР, 1959. — 311 с.

Хераскова Т.Н., Волож Ю.А., Воронцов А.К., Певзнер Н.А., Сычкин Н.И. Условия осадконакопления в рифее и раннем венде в центральной части Восточно-Европейской платформы // Литология и полезные ископаемые. — 2002. — № 1. — С. 77–92.

Янкаускас Т.В. Растительные микрофоссилии верхнего докембрия и кембрия европейской части СССР и их стратиграфическое значение: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. — М., 1982. — 52 с.

Gradstein F., Ogg J.G., Schmitz M., Ogg, G. The Geologic Time Scale. – Amsterdam: Elsevier, 2012. – 1307 p.

Puchkov V.N., Bogdanova S.V., Ernst R.E., Koslov V.I., Krasnobaev A.A., Soderlund U., Wingate M.T.D., Postnikov A.V., Sergeeva N.D. The ca 1380 Ma Mashak igneous

event of the Southern Urals // *Lithos.* – 2013. – V. 174, No 1. – P. 109–124.

Sperling E.A., Rooney A.D., Hays L., Sergeev V.N., Vorob'eva N.G., Sergeeva N.D., Selby D., Johnston D.T., Knoll A.H. Redox heterogeneity of subsurface waters in the Mesoproterozoic ocean // *Geobiology.* – 2014. – V. 12. – P. 373–386.

Сведения об авторах:

Сергеева Нина Дмитриевна. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: riphey@ufaras.ru.

Пучков Виктор Николаевич, Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук, г. Уфа. E-mail: puchkv@ufaras.ru.

**THE STRATIGRAPHIC SCHEME OF THE RIPHEAN AND VENDIAN
OF THE VOLGO-URALIAN PROVINCE (CHANGES AND ADDITIONS)**

N. D. Sergeeva, V. N. Puchkov

Sergeeva Nina Dmitrievna, Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: riphey@ufaras.ru.

Puchkov Viktor Nikolatvich, Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: puchkv@ufaras.ru.

Abstract. The geological and isotopic data on magmatic complexes in the sections of the Uralian stratotype and the Volgo-Uralian Province [Краснобаев и др., 2012, 2013; Пучков и др., 2013; Puchkov et al., 2013] have led to more accurate definition of age boundaries of the Riphean in these regions and permitted to establish new stratigraphic units in the Precambrian of the Volgo-Uralian Province (VUP). The additions and changes, introduced to the stratigraphic scale of the Riphean and Vendian of VUP, permit to refine a regional and interregional correlation of sections of the Upper Precambrian and modelling of geological processes. The acquired data will help to improve the ideas of exploration targets for the hydrocarbons in the region.

Key words: Volgo-Uralian Province, Southern Urals, Vendian, Riphean, Series, Formation, stratigraphy.

УДК 551.3.051

В. М. Горожанин, С. В. Мичурин, З. А. Канипова, З. Р. Биктимерова

ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ДИАМИКТИТОВ НА ГРАНИЦЕ РИФЕЯ И ВЕНДА В РАЗРЕЗЕ ТОЛПАРОВО (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Аннотация. Для пограничных рифейско-вендских отложений, представленных на Южном Урале в разрезах толпаровской и суировской свит, описаны литологические признаки диамиктитов гляцио-маринного происхождения. Установлено несколько уровней песчаных и глинистых диамиктитов. Последовательность отложений образует трансгрессивный цикл, показывающий развитие от окислительных мелководно-морских обстановок приливо-отливного типа до глубоководных эвксинных с проявлением подводно-оползневых явлений.

Ключевые слова: Южный Урал, диамиктит, рифейско-вендские отложения, литологические особенности.

Введение

В стратиграфии верхнего докембрия Южного Урала одним из проблематичных уровней является уровень отложений, ранее относимый к нижнему венду. В соответствии с современной стратиграфической шкалой он относится к верхнему рифею или криогению международной стратиграфической шкалы. В отложениях этого уровня наблюдается резкая смена фациальных обстановок, которые требуют корректного объяснения. Это вызывает определенные трудности из-за отсутствия четких индикаторов, позволяющих реконструировать события и условия осадконакопления.

Более того, комплекс пород, залегающий между отложениями верхнего рифея и ашинской серии на площади Башкирского мегантиклинория, несмотря на длительную историю его изучения, с трудом коррелируется не только между западной и восточной частью мегантиклинория, но и в пределах отдельных структур западного крыла. Ранее здесь были выделены и описаны калыштинские конгломераты, которые сопоставляли с урюкской свитой [Беккер, 1968], позднее выделены толпаровская и суировская свиты [Келлер и др., 1984], сопоставляемые с бакеевской свитой. В составе и толпаровской и суировской свит были описаны слои, содержащие тиллитовидные конгломераты [Келлер и др., 1984] и кеп-карбонаты [Горожанин,

1988], вследствие чего вся последовательность пород стала рассматриваться в качестве диамиктитовой. Различные сведения об этих отложениях, включающие литологическое описание и стратиграфические соотношения, можно найти и в более поздних работах [Горожанин, Козлов, 1993; Маслов и др., 2001; Горожанин и др., 2008, 2012; Пучков и др., 2014].

В этой связи изучение новых обнажений, в которых можно наблюдать различные литологические, минералогические и геохимические индикаторы условий осадконакопления, способствует получению дополнительной информации по этому проблематичному уровню на Южном Урале. В ранее проведенных исследованиях многие детали генезиса этих образований остались невыясненными. Это было связано, прежде всего, с плохой обнаженностью суировской свиты, представленной мягкими алевроглинистыми породами, не дающими хороших естественных обнажений. По сути, разрез пород суировской свиты по правому берегу р. Мал. Толпар был единственным. Ситуацию значительно улучшило строительство автомобильной дороги пос. Красноусольский – пос. Инзер, проводившееся в начале 2000-х годов, в результате которого на участке д. Толпарово – д. Аисово придорожными выемками были вскрыты крупные фрагменты разрезов надверхнерифейских образований. Эти обнажения, однако, не были вовремя задокументированы. Прекратившееся по экономическим причинам строительство привело к тому, что небольшие фрагменты обнажений стали недоступны для наблюдений из-за осыпей и оплывания грунта. Обстоятельства изменились в последнее время, когда в процессе эрозии вновь обнажились пологие склоны и выра-

© В. М. Горожанин, 2015
© С. В. Мичурин, 2015
© З. А. Канипова, 2015
© З. Р. Биктимерова, 2015

ботки, которые ранее плащеобразно были перекрыты. В 2015 г. с целью уточнения деталей стратиграфии, поиска литологических и минералогических индикаторов, которые могли бы прояснить вопрос генетической интерпретации переходных рифейско-вендских отложений, авторами проведено изучение разреза у д. Толпарово, расположенного по правому берегу р. Зилим (толпаровская свита), и описан разрез суировской свиты, вскрытый в крупных дорожных выемках, срезающих водораздел между рр. Зилим и Мал. Толпар и борт долины руч. Сыглылелга (рис. 1).

Толпаровская свита

Разрез свиты находится на правом берегу р. Зилим в 0,7 км выше д. Толпарово, где обнажено около 300 м терригенных отложений. Он хорошо известен, многократно описан разными исследователями [Козлов, 1982 г.; Маслов и др., 2001; Пучков и др., 2014]. Литологически разрез представлен преимущественно разнозернистыми песчаниками с характерными «дырками» — пустотами от выщелачивания карбонатных литокластов. Выделение в таком однородном разрезе слоев и пачек — дело достаточно условное. Разными исследователями в этом разрезе выделяется от 9 до 14 слоев.

По нашим наблюдениям, в толпаровской свите присутствуют разные литотипы терригенных отложений, образующие по степени сортировки и типу слоистости две резко различающихся группы пород. В первую, преобладающую, группу входят разнозернистые несортированные песчаники и тиллитовидные конгломераты, во вторую — породы, для которых характерна отчетливо выраженная слоистость, определяемая по резкой смене гранулометрии. В разрезе выделяются следующие литотипы.

Диамиктиты (песчаные и валунно-гравийные). Характерной чертой этих пород является практически полное отсутствие слоистости, что отмечали и все предыдущие исследователи, описывавшие этот разрез [Маслов и др., 2001; Пучков и др., 2014]. Массивная неслоистая текстура пород, лишенная какой-либо градационности (рис. 2в), вероятно, связана с отложением плохо сортированного материала в условиях катастрофически быстрого его привноса потоком типа масс-флоу.

Другой общей для них особенностью является присутствие угловатых и плохо окатанных карбонатных обломков: в песчаниках — обычно мелкогравийной размерности (рис. 2д), а в конгломератах — размером до 0,4 м. При выветривании этих преимущественно кварцевых песчаников и конгломератов от карбонатных обломков остаются характерные «дырки» угловатой формы, из-за чего при

описании их часто называют «дырчатыми». Несмотря на то, что мощность собственно тиллитовидных конгломератов существенно меньше мощности песчаников, эти два литотипа генетически едины и, скорее всего, отвечают диамиктитовой последовательности.

Массивные несортированные песчаники сосредоточены в верхней большей части свиты, составляющей примерно три четверти ее объема. В нижней части свиты отмечаются два других литотипа, для которых характерна отчетливо выраженная слоистость, которая выделяется по резкой смене гранулометрического состава.

Глинистые аргиллиты серовато-зеленого цвета, тонкослоистые, образуют прослой внутри тиллитовидных конгломератов, который является единственным во всем разрезе свиты (рис. 2г).

Песчаники кварцевые хорошо сортированные, тонкоплитчатые, образуют ясно выраженные ритмичные слои среди несортированных массивных песчаных диамиктитов (рис. 2а).

В тонкоплитчатых песчаниках наблюдается отчетливая параллельная горизонтальная слоистость с хорошо выраженными двойными нитевидными слойками (куплетами) тонкого глинистого материала (рис. 2б). Такой тип слоистости, по современным представлениям, отражает приливно-отливную деятельность, которая, очевидно, может осуществляться только в морских условиях.

В песчаниках толпаровской свиты также наблюдается другой тип слоистости, который, возможно, отражает крупную рябь волнений [Маслов и др., 2001]. Она выражена криволинейной поверхностью напластования с «длиной волны» до 1,5 м и амплитудой 20–30 см (рис. 2е). По нашим наблюдениям, образование таких поверхностей обусловлено расстрескиванием в условиях тектонического воздействия, так как кроме поверхностей напластования их можно видеть и вдоль кливажных трещин, т.е. перпендикулярно слоистости. Кроме того, «рифели» такой мегаряби хорошо совпадают в разных слоях, что трудно ожидать для осадочного напластования.

Соответственно, в разрезе достаточно уверенно можно выделить несколько толщ, представленных как отдельными литотипами, так и их совокупностью.

Толща 1. Толща чередования. Представлена чередованием слоев песчаников разной зернистости и слоистости. Формировалась в морской обстановке в условиях мелководного шельфа с гидродинамической активностью приливно-отливного типа, которая приводила к водной сортировке приносимого плохо сортированного песчаного материала. Привнос, в отличие от перемива, происходил

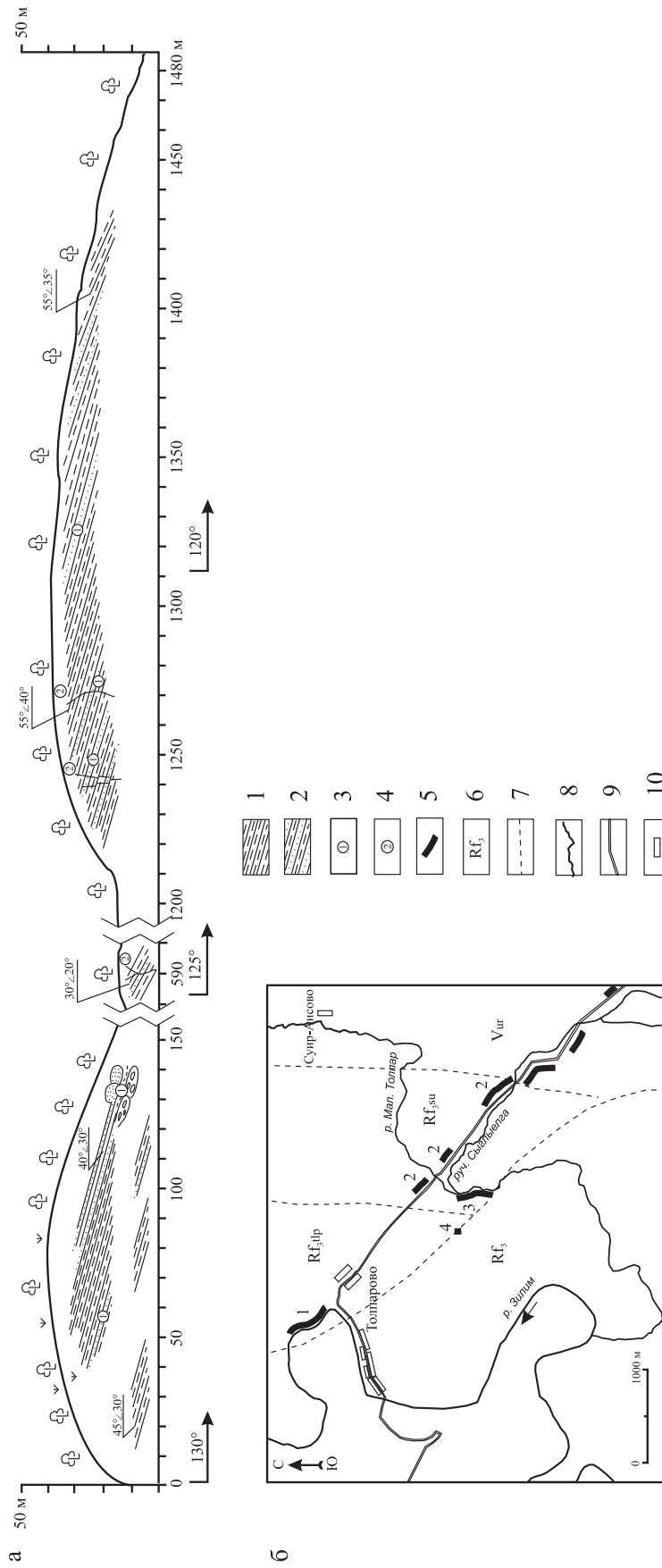


Рис. 1. Разрез суировской свиты (а) в районе д. Толпарово и план изученных выходов пограничных рифейско-вендских отложений (б)

Условные обозначения: 1 — алевроаргиллиты; 2 — алевроаргиллиты с прослоями песчаников; 3 — подводно-оползневые структуры; 4 — негипнические лайки; 5 — положение изученных разрезов; 1 — толпаровской свиты по р. Зилим, 2 — суировской свиты в придорожной выемке, 3 — то же, по р. Мал. Толпар, 4 — точка с эрозионным контактом; 6 — стратиграфические подразделения: tr — толпаровская свита, su — суировская свита, 5 — суировская свита, ст — урюкская свита; 7 — урюкская свита; 8 — реки; 9 — строящаяся дорога; 10 — населенные пункты.

не постоянно, а импульсно, в результате чего сформировалась толща регулярного чередования слоев перемытого, хорошо сортированного и не перемытого, плохо сортированного песчаного материала.

Толща 2. Диамиктитовая (конгломерато-диамиктитовая). Отражает резкий привнос большого количества грубого неокатанного диамиктитового материала сразу после некоторого приливно-отлив-



Рис. 2. Литологические особенности отложений толпаровской свиты в разрезе по правому берегу р. Зилим ниже д. Толпарово а — чередование крупнозернистых несортированных толстослоистых и мелкозернистых тонкослоистых песчаников; б — сдвоенные нитевидные глинистые слои приливно-отливной слоистости в мелкозернистых песчаниках; в — песчаный диамиктит — разнозернистый песчаник с «дырками» — пустотами от выщелачивания карбонатных литокластов; г — прослой серо-зеленого аргиллита под слоем конгломерата; д — гравийно-валунный конгломерат (диамиктит); е — криволинейные поверхности напластования толпаровских песчаников.

ного затишья, литологически выраженного накоплением глинистого материала.

Толща 3. Диамиктитовая (песчано-диамиктитовая). В генетическом смысле похожа на толщу 2, отличается лишь гранулометрическим составом — преобладает песчаный материал, что указывает на некоторую стабилизацию условий.

Выделение приведенных выше толщ несколько отличается от стратификаций, опубликованных другими исследователями и, благодаря обнаруженным литологическим индикаторам, имеет достаточно понятную генетическую интерпретацию.

Суировская свита

Суировская свита обнажена в обрывах правого берега р. Мал. Толпар. Здесь вскрыта нижняя приконтактная часть свиты и ранее были выделены, несмотря на фрагментарность разреза, основные

разности пород, включая слой с тиллитовидными конгломератами [Келлер и др., 1984]. Непосредственный контакт терригенной толщи с «вмещающими» карбонатами миньярской свиты находится в водораздельной части в точке с координатами 54° 01' 03" с.ш. и 57° 07' 26" в.д. Здесь можно видеть глыбовые элювиальные развалы сильно закарстованных миньярских доломитов, в полостях размыва которых находится грубозернистый песчаный материал суировской свиты (рис. 3б), что несомненно указывает на эрозионный характер этого контакта.

Стратиграфически выше отложений, обнаженных по р. Малый Толпар, выемками новой строящейся дороги вскрыты хорошие обнажения большой протяженности в водораздельной части рр. Мал. Толпар и Зилим (рис. 3а), а также в правом борту долины руч. Сыгылылга. Здесь вскрыта самая верхняя часть свиты, т.к. наблюдаются сбли-



Рис. 3. Некоторые особенности отложений суировской свиты

а — общий вид выходов алевроаргиллитовой толщи; б — закарстованные доломиты миньярской свиты с терригенным заполнением (эрозионный контакт) в основании суировской свиты; в — приповерхностный загиб слоев в алевроаргиллитах; г — волновая рябь (?) на поверхности напластования алевроаргиллитов.

женные приконтактные выходы алевроаргиллитов суировской свиты и типичных аркозовых гравелитопесчаников урюкской свиты ашинской серии (см. рис. 1).

Общее залегание отложений суировской свиты очень спокойное, в целом моноклиналиное с падением на восток (аз. пад. $40-55^\circ$, $\angle 30^\circ$), которое, однако, в поверхностных частях склонов осложнено ярко выраженными вторичными «загибами» слоев, создающими впечатление мелкой складчатости (рис. 3 в).

В суировской свите установлено несколько литотипов терригенных отложений.

Глинистые аргиллиты и алевролиты горизонтальнослоистые (ламинариты) характеризуются незаконномерным переслаиванием аргиллитов, алевролитов и тонких прослоев мелкозернистых песчаников. Слоистость в этом типе пород горизонтальная, хорошо выдержанная, подчеркивается чередованием слоев разной размерности и степенью густоты серой окраски (рис. 4 а). Такая слоистость, вероятно, образовалась в условиях спокойной седиментации, осуществляемой в лагуне или в глубоководной части шельфа, где нет влияния волнового воздействия. Тонкая полосчатость, возникшая вследствие такой слоистости, не обнаруживает ни ритмичности, ни градиционной слоистости, что может указывать на турбидитный характер осадконакопления. Вместе с тем тонкая горизонтальная полосчатость не исключает и флювиогляциальных условий в каком-нибудь крупном пресноводном бассейне.

Песчаники кварцевые, желтовато-бурые, тонкослоистые за счет прослоев глинистого материала. В разрезе суировской свиты по р. Мал. Толпар их мощность достигает 2–3 м [Келлер и др., 1984]. В выемках строящейся дороги они образуют отдельные тонкие прослои 10–15 см мощностью среди глинистых алевропелитов (рис. 4 г). Поверхности напластования таких песчаных прослоев строго горизонтальны, однако внутри прослоев иногда обнаруживается волнистая слоистость. Присутствие прослоев песчаника в алевроглинистой толще с отчетливыми оползневыми явлениями, по-видимому, может указывать на существование вдольсклоновых или вдольбереговых течений, приводящих к частичной сортировке терригенного материала. Такие течения, как известно, также могут формировать рябь, похожую на волновую, но связанную с течениями.

Тиллитовидные конгломераты в разрезе по р. Мал. Толпар описаны ранее в виде отдельного слоя около 26 м мощностью. Представляют собой бесструктурный конгломерат окатанных и неокатанных обломков разнообразного состава в глинистом матриксе. В таком первично-седиментационном виде эти породы в дорожной выработке строящейся

дороги не обнаружены. Однако здесь повсеместно небольшие прослои (от нескольких см до нескольких м) такого материала либо завернуты в «рулеты» оползания вместе с алевроаргиллитами, либо формируют пластово-выклинивающиеся тела с утолщениями в средней части («каналы») (рис. 5 а, б). В составе обломков преобладает алевро-глинистый и карбонатный материал. Несомненно, породы представляют собой диамиктитовый материал, аналогичный описанному ранее конгломерату по р. Мал. Толпар. Отсутствие постепенных переходов между глинами и конгломератами позволяет допустить, что более грубый диамиктитовый материал поступал в осадок в результате кратковременного катастрофического явления (шторма). Логично также предположить, что это могло быть таяние ледника или ледовый разнос, возможно, под влиянием штормов. Порода в таком случае следует отнести к ледниковым диамиктитам (рис. 4 б, в).

В слоистой алевропелитовой толще имеется тонкий (0,5–1,0 мм) прослой белого кварцевого песчаника отчетливо линзовидной формы, который резко выделяется на темном фоне общей породы (рис. 4 д). Генезис слоя можно объяснить штормовым привнесом хорошо отмытого кварцевого материала в глубокую часть депрессии или шельфа. По сути эта порода является темпеститом.

В алевропелитах суировской свиты, как и в толпаровской свите, отмечены проблематичные знаки ряби, необычность которых выражается в малой амплитуде (2–3 см) рифелей при довольно большой длине волны 0,4 м (см. рис. 3 г). Трактовка этого явления у нас вызывает затруднение.

В изученном разрезе суировской свиты хорошо выражены **литологические макроструктуры** — складки оползания, нептунические дайки и их комбинации, а также каналы-промоины.

Сламы — структуры оползания в каналах-промоинах — представляют собой **прослои и пакеты диамиктитов в толще алевропелитов**. Здесь диамиктит — это несортированный полимиктовый материал песчано-гравийной размерности, который залегает в виде прослоев с резкими границами в толще алевропелитов. Обломочный материал представлен кварцем, полевым шпатом, литокластами карбонатных и глинистых пород. Особенностью таких прослоев является форма залегания, которая выражается в том, что слои залегают линзообразно и чаще всего они образуют кулисообразно примыкающие друг к другу складки подводного оползания. Складки-пакеты оползания имеют как небольшие размеры, так и довольно крупные — амплитудой 1–3 м при протяженности до нескольких десятков метров. Последние можно увидеть только в условиях большого обнажения сопоставимых размеров.

Изредка можно наблюдать, что пакет смятых в складку пород перекрыт сверху толщей осадков, залегающих с угловым несогласием (рис. 5г) по

типу стратиграфического прилегания. Формирование таких складок, вероятно, происходило в условиях очень быстрого (катастрофического) привноса

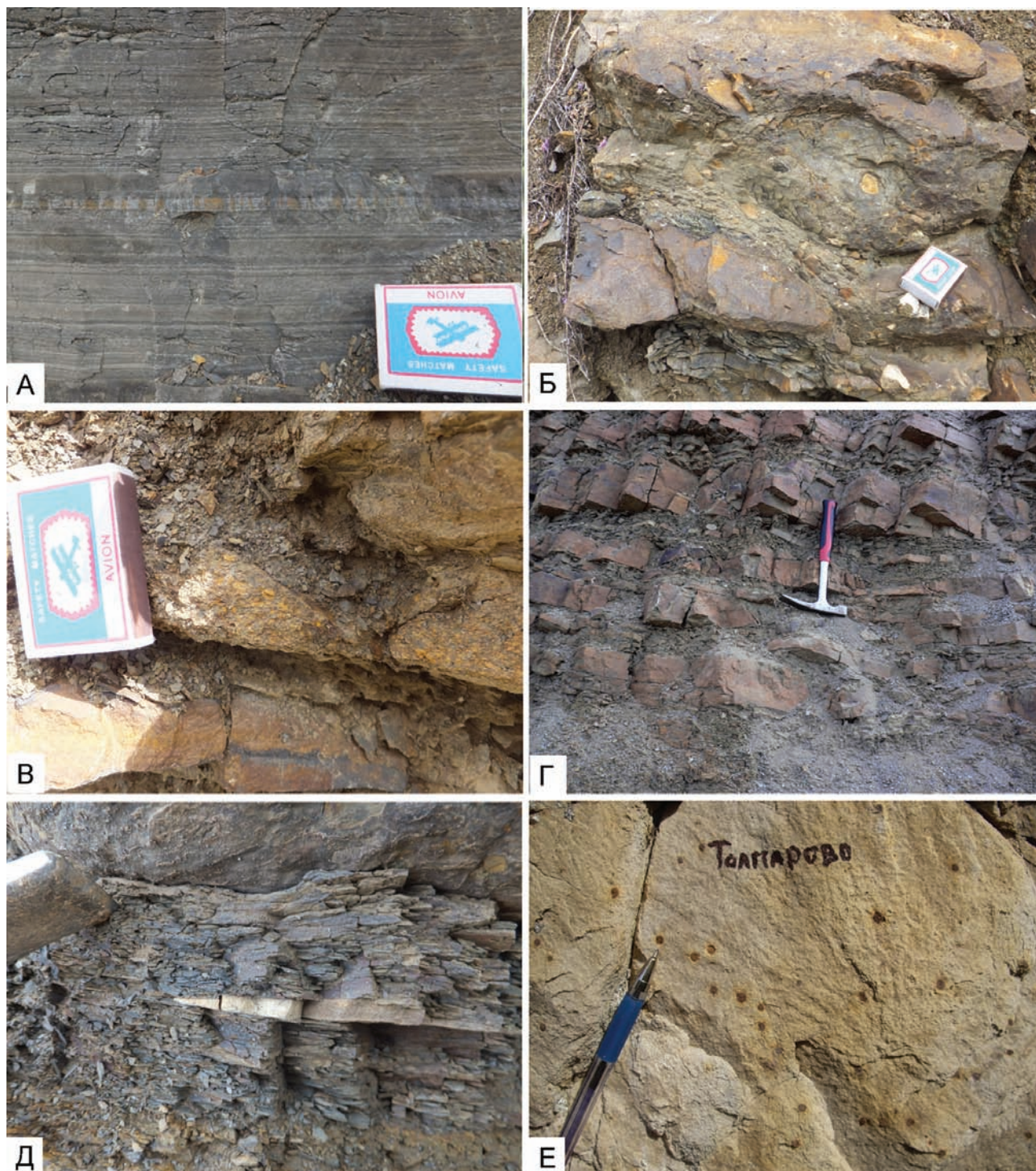


Рис. 4. Литологические типы отложений суировской свиты

а — горизонтальная слоистость и полосчатость; б — прослой диамиктита в алевропелитовой толще; в — темпестивый прослой диамиктита в толще алевропелитов; г — прослой сортированных песчаников с реликтами ряби течений в алевроглинистой толще; д — линзовидный прослой кварцевого песчаника в толще алевропелитов; е — окисленные микроконкреции пирита в кровле диамиктито-песчаной толщи толпаровской свиты (разрез толпаровской свиты в 0,3 км к северу от д. Толпарово).

обломочного материала, когда на фоне алевропелитовой седиментации масса привнесенного

более грубозернистого материала, поступившего в бассейн седиментации, возможно, в результате



Рис. 5. Подводно-оползневые структуры в алевроглинистой толще суировской свиты

а — подводно-оползневые складки («рулеты») конгломератовых диамиктитов в алевропелитах суировской свиты; б — песчанниковые «футляры» в алевропелитовой толще суировской свиты — реликты подводно-оползневых «рулетов» мягких и твердых пород; в — промоины — каналы заполнения оползневым грубым песчано-диамиктитовым материалом в толще алевропелитов; г — крупные складки оползания, кулисообразно примыкающие друг к другу в алевропелитах суировской свиты, верхняя толща с несогласием перекрывает складку по типу стратиграфического примыкания; д — нептунические дайки мелкозернистых песчаников в толще алевропелитов; е — комбинация «рулетов» оползания и нептунических даек.

вытаивания из ледника, не выдерживала сцепления с глинистым материалом и начинала сползать, образуя оползневые «рулеты».

Каналы-промоины, заполненные диамиктитами.

В некоторых случаях «рулеты» оползания имеют ограниченные размеры (первые метры) и ясно выраженный раздув мощности. Диамиктиты в них имеют грубообломочную размерность — от крупногалечных до мелкогалечных конгломератов, представленных окатанными кремнями (рис. 5 в). Вероятно, они формировались в условиях геоморфологически выраженного канала-промоины на склоне бассейна. Небольшой размер каналов и клинообразная форма пластов грубообломочного материала позволяет предположить, что каналы не были созданы действием какого-то предшествующего процесса. Вероятнее всего они сформировались под действием самих оползней, образовавшихся в результате катастрофического сброса (привноса) этого грубообломочного материала.

Нептунические дайки. Представлены системой разветвленных «жил», мощностью 5–15 см, сложенных мелкозернистым песчаным материалом и ориентированных перпендикулярно напластованию. В разрезе они прослеживаются на протяжении 7–10 м (рис. 5 д).

Генезис их связан с выжиманием тонкого песчаного и, вероятно, флюидизированного материала под весом вышележащих осадков. Они находятся в тесной ассоциации с пакетами оползания и даже образуют некоторые взаимопереходные формы. Так, на отм. 1270 м наблюдаются нептунические дайки, нижние части которых закручены в «рулеты» (рис. 5 е).

Окраска пород и минеральные индикаторы аноксидных условий

Цветовая гамма пород, вскрытых как в естественных обнажениях, так и в дорожных выработках толпаровского разреза, варьирует от светло-желтой до буровато-желтой для песчаных разновидностей и от темно-серой до буровато-коричневой для алевропелитов. Такое разнообразие оттенков связано с развитием коры выветривания, мощность которой в алевропелитовой толще достигает нескольких десятков метров.

Только большая глубина придорожной выемки на водоразделе рр. Мал. Толпар и Зилим — около 30–40 м, позволяет видеть, что истинной для алевропелитов является темно-серая, почти черная окраска, вероятно, обусловленная присутствием органического вещества.

Почти все тонкие прослойки и толстые слои песчаников имеют буровато-желтую окраску, гене-

зис которой, несомненно, вторичен и связан с мощным процессом ожелезнения, зафиксированным в виде корок и примазок бурого железняка и гидротетита по трещинам и в виде колец Лизеганга в толстослоистых разностях. Источником железа является пирит, обильную вкрапленность которого можно видеть в сером песчанике, изредка сохранившемся от пропитки вторичными растворами в центральных частях крупных блоков пород. Пирит имеет форму фрамбоидальных (бактериальных?) сростаний и образует в песчаниках обогащенные прослой (см. рис. 4 е). На отм. 590 м в бурых песчаниках можно наблюдать реликтовую светло-серую окраску с неокисленным пиритом в цементе, последующее окисление которого и придает песчаникам желтовато-бурю окраску.

В средней части суировской свиты в прослоях песчаников пирит также образует мелкие шарообразные скопления в углисто-глинистой оболочке [Горожанин и др., 2008]. Размер пиритовых «шариков» чрезвычайно мелкий, меньше ~100 мкм. Попытка определить изотопный состав серы пирита масс-спектрометрическим методом с использованием фемтосекундного лазера (руководитель аналитической группы Т.А. Веливецкая, ДВГИ ДВО РАН) не увенчалась успехом, поскольку диаметр лазерного «пятна» превышал размер фрамбоидального пирита.

Таким образом, первичной окраской толпаровско-суировской последовательности пород является черная и темно-серая, которая свидетельствует о бескислородных, а возможно, и сероводородных условиях осадконакопления, способствующих накоплению пирита в осадках. Вероятно, только самые низы толпаровских песчаников, в которых отмечена слоистость приливно-отливного типа, и прослой серовато-зеленых глин под горизонтом тиллитовидных валунно-галечных конгломератов отлагались еще в нормальных кислородных условиях, которые достаточно быстро сменились аноксидными.

Палеонтологические индикаторы

Из органических остатков, обнаруженных в терригенном песчано-глинистом разрезе, следует отметить акритархи, выделенные из аргиллитов суировской свиты А.Ф. Вейсом [Келлер и др., 1984]. Их видовое разнообразие не противоречит поздне-рифейскому возрасту отложений.

Бактериальные формы имели, возможно, более широкое распространение и присутствовали не только в глинистых, но, вероятно, и в песчаных осадках. Так, скорее всего, первично бактериальную природу имеют фрамбоидальные выделения пирита, о чем сказано выше.

В толпаровском разрезе верхнего докембрия также обнаружены и другие проявления органической жизни. К ним относятся крупномасштабные неясные отпечатки на поверхностях напластования песчаников, обычно различимые только на границах раздела песчано-глинистого материала. Систематика их неопределенна, многие исследователи склонны сопоставлять их с *Metazoa*, широко распространенного в отложениях эдиакария по всему миру. На Южном Урале такие отпечатки, как считалось, имеют стратиграфическую приуроченность — большая часть находок была сделана в зиганской свите верхов ашинской серии [Беккер, 1992]. В связи с этим предполагалось, что *Metazoa* являются переходными от докембрийских к палеозойским многоклеточными формами жизни.

Подобные формы нами были обнаружены южнее, в разрезе зиганской свиты вдоль новой строящейся дороги с. Макарово — с. Кулгунино. Отпечатки, изученные в этом разрезе Д.В. Гражданкиным (г. Новосибирск) определены как *Arumberia banksi* [Колесников и др., 2012]. Они широко представлены в котлинском горизонте Русской платформы и связаны, по мнению Д.В. Гражданкина, с крупным биотическим событием надрегionalного масштаба.

Отпечатки на поверхностях напластования, хорошо сопоставимые с *Arumberia* sp., в толпаровском разрезе обнаружены нами в двух точках, стратиграфически разделенных довольно большим промежутком. Первая находится в разрезе «Малый Толпар», где Б.М. Келлером с соавторами [1984] описан разрез суировской свиты с толщей диамик-

титов. Находки сделаны вблизи контакта песчано-глинистых отложений с доломитами миньярской свиты (рис. 6).

По устному сообщению, аналогичная находка была сделана Н.Б. Кузнецовым (ГИН РАН, г. Москва) в песчаниках вышележащей урюкской свиты, в ее второй, красноцветной толще. Очевидно сходство отпечатка (рис. 6) с *Arumberia banksi*, описанной в алевропесчаниках верхов зиганской свиты, с которой никак не могут сопоставляться ни урюкские песчаники, ни тем более, залегающие под ними отложения суировской свиты.

Таким образом, сопоставление обнаруженных проблематичных отпечатков *Arumberia* sp. с эдиакарскими формами *Metazoa*, скорее всего, несостоятельно. По мнению авторов, неясные текстуры на поверхностях напластования песчаников, относимые к *Arumberia*, могут представлять собой литифицированные структуры бактериальных матов, существовавших в определенных условиях — мелководно-морских обстановках и условиях песчано-глинистой седиментации; придание им палеонтологического, а тем более стратиграфического смысла пока преждевременно.

Выводы

Таким образом, новые условия обнаженности, образовавшиеся в результате дорожного строительства, позволили получить дополнительную информацию к имеющимся ранее представлениям [Келлер и др., 1984; Горожанин, 1988; Маслов и др., 2001; Пучков и др., 2014].



Рис. 6. Проблематичные арумбериемормные отпечатки в алевропесчаниках суировской свиты в 5 м выше их контакта с доломитами миньярской свиты по р. Мал. Толпар

В нижней части толпаровской свиты обнаружены породы со слоистостью, характерной для приливно-отливной зоны, что свидетельствует о морских условиях образования этих прибрежных песков. В эту зону катастрофически выносилась большая масса несортированного песчаного материала, изредка с конгломератами, не успевавшая перемываться и сортироваться волновой деятельностью (признаки которой отсутствуют), а также приливно-отливными течениями.

Возможная фациальная обстановка образования несортированных толпаровских песчаников и конгломератов — прибрежная зона с намывной песчаной равниной и потоками, формировавшимися при таянии ледника или при прорыве ледниковых озер. По-видимому, не только прослой конгломерата внутри песчаников представляет собой диамиктит, а вся толща несортированных песчаников должна рассматриваться в качестве диамиктитовой последовательности. При ее формировании обстановка осадконакопления постепенно менялась с окислительной на восстановительную, что способствовало образованию в песчаниках пиритовых конкреций фрамбоидального типа.

Новые факты, указывающие на условия осадконакопления, установлены и в вышележащих алевро-глинистых отложениях суировской свиты, в которых ранее был обнаружен единичный горизонт тиллитовидных конгломератов. В связи с отсутствием типовых ледниковых признаков — уютгообразных валунов-ледогранников с характерной ледниковой штриховкой, было высказано предположение об их подводно-оползневой природе [Келлер и др., 1984]. Однако оно не было подтверждено в связи с ограниченной обнаженностью разреза по р. Мал. Толпар и трудностью понимания реальных взаимоотношений конгломератов с вмещающими алевроаргиллитами. В разрезе по р. Мал. Толпар подводно-оползневые пакеты в горизонтальнослоистых алевроаргиллитовых породах отсутствовали. Нами установлено, что подводно-оползневые структуры с характерными «рулетами» чрезвычайно широко распространены в суировской свите. Они связаны с грубообломочными породами — конгломератами, которые образуют локальные быстро выклинивающиеся тела, сконцентрированные в каналах или формировавшие при сползании (?) каналы-промоины. В пространстве они ориентированы субширотно, т.е. параллельно бортам эрозионной впадины-грабена.

При такой трактовке оказывается, что горизонт тиллитовидных конгломератов далеко не единичен. Фактически каждая такая подводно-оползневая структура, клинообразно утолщающаяся к середине каналов-промоин, сложена конгло-

мератами. Природа самих конгломератов при этом остается неясной. Возможно, они представляют собой сгуженный тилль, который концентрировался при оползании в каналы-промоины.

Фациальный профиль осадконакопления в целом — от низов толпаровской свиты до верхов суировской, показывает резкое углубление бассейна, наступившее в условиях трансгрессии, возможно, связанное с таянием ледника. Кроме того, формирование подводно-оползневых структур указывает на увеличивающуюся крутизну склонов бассейна. Произошла смена от мелководных прибрежно-морских обстановок до глубоководных условий авандельты или шельфа.

Изменились окислительно-восстановительные условия. Воды, обогащенные кислородом на начальном этапе развития прибрежного шельфа, с углублением бассейна сменились бескислородными или эвксинными.

Положение прослоя карбонатных пород, интерпретируемого как кеп-карбонат, в верхней части суировской свиты в разрезе по р. Мал. Реват [Горожанин, 1988; Горожанин и др., 2008, 2012], сформированного в мелководных условиях, плохо вписывается в этот трансгрессивный ряд. Его образование объяснимо, если только принимать во внимание гипотезу о резком потеплении, наступившем после ледниковой эпохи, во время которой накапливались диамиктиты.

Литература:

Беккер Ю.Р. Позднедокембрийская моласса Южного Урала. — Л.: Недра, 1968. — 160 с.

Беккер Ю.Р. Древнейшая эдиакарская биота Урала // Изв. РАН. Сер. геол. — 1992. — № 6. — С. 16–24.

Горожанин В.М. К вопросу о нижней границе венда на Южном Урале // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. — Уфа: ИГ БНЦ УрО АН СССР, 1988 — С. 41–45.

Горожанин В.М., Козлов В.И. К вопросу о выделении бакеевской свиты и о возрасте базальных слоев ашинской серии Южного Урала // Верхний докембрий Южного Урала и востока Русской плиты. — Уфа: УНЦ РАН, 1993. — С. 14–23.

Горожанин В.М., Мичурин С.В., Покровский Б.Г. Изотопные метки в неопротерозойских тиллитах (толпаровский разрез Южного Урала) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Республики Башкортостан, Урала и сопредельных территорий: Матер. VII Межрег. науч.-практич. конф. (Уфа, 19–21 нояб. 2008 г.). — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. — С. 195–197.

Горожанин В.М., Мичурин С.В., Биктимерова З.Р. Новые изотопные и геохимические данные по неопротерозойским тиллитам Южного Урала (толпаровский разрез) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных тер-

риторий: Матер. 9-й Межрег. науч.-практ. конф. (Уфа, 19–22 нояб. 2012 г.) – Уфа: ДизайнПресс, 2012. – С. 6–9.

Келлер Б.М., Вейс А.Ф., Горожанин В.М. Толпаровский разрез верхнего докембрия (Южный Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. – 1984. – № 9. – С. 119–124.

Колесников А.В., Гражданкин Д.В., Маслов А.В. Арумбериоморфные текстуры в верхнем венде Урала // Докл. РАН. – 2012. – Т. 447, № 1. – С. 66–72.

Маслов А.В., Крупенин М.Т., Гареев Э.З., Анфилов Л.В. Рифей западного склона Южного Урала (классические разрезы, седименто- и литогенез, минерагения, геологические памятники природы). – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. – Т. 4. – 103 с.

Пучков В.Н., Сергеева Н.Д., Ратов А.А. Отложения нижнего венда на Южном Урале: особенности состава и строения // Геологический сборник № 11 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПресс, 2014. – С. 22–36.

Сведения об авторах:

Горожанин Валерий Михайлович. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН). г. Уфа. E-mail: Gorozhanin@ufaras.ru.

Мичурин Сергей Васильевич. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН). г. Уфа. E-mail: s_michurin@mail.ru.

Канипова Залия Азатовна. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН). г. Уфа. E-mail: Zaliya.Kanipova@mail.ru.

Биктимерова Зирина Ришатовна. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН). г. Уфа. E-mail: Zirina85@mail.ru.

LITHOLOGICAL FEATURES OF DIAMICTITES FROM RIPHEAN AND VENDIAN BOUNDARY DEPOSITES (TOLPAROVO SECTION, SOUTH URALS)

V. M. Gorozhanin, S. V. Michurin, Z. A. Kanipova, Z. R. Biktimerova

Gorozhanin Valery Michailovich. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS). Ufa, Russia. E-mail: Gorozhanin@ufaras.ru.

Michurin Sergey Vasilievich. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS). Ufa, Russia. E-mail: s_michurin@mail.ru.

Kanipova Zaliya Azatovna. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS). Ufa, Russia. E-mail: Zaliya.Kanipova@mail.ru.

Biktimerova Zirina Rishatovna. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS). Ufa, Russia. E-mail: Zirina85@mail.ru.

Abstract. For the Riphean-Vendian boundary sediments in the Tolparovo and Suirovo sections of the Southern Urals, lithological features of glacio-marine diamictites are described. Several diamictite levels are determined. The sediment sequence form a transgressive cycle from shallow marine tidal to deep water euxinic environments with submarine slump phenomena.

Key words: South Urals, diamiktite, Riphean-Vendian sediments, lithological features.

УДК 56 (4/9) (470.3)

Р. Р. Якупов, В. Ф. Кондратенко

ХИТИНОЗОИ ИЗ ПЛАТФОРМЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОКА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Аннотация. Впервые на юго-востоке Русской платформы выделен комплекс хитинозой ордовика из скв. 102 Западно-Оренбургская. Хитинозой хорошей сохранности, комплекс характерен для дарривильского яруса среднего ордовика и коррелирует с комплексами сухолядской толщи западного склона Южного Урала.

Ключевые слова: хитинозой, ордовик, Русская платформа.

Современные палеонтологические методы позволяют из небольшого объема горных пород, например кернового материала, выделить микрофоссилии и определить по ним возраст отложений. Образца весом в 150 г достаточно, чтобы получить представительные комплексы микрофоссилий.

В терригенных разрезах палеозоя хитинозой зачастую являются единственными ископаемыми микроорганизмами, способными датировать вмещающие породы. В биостратиграфии ордовика они используются наравне с конодонтами, трилобитами и граптолитами [Корень и др., 2000; Paris et al., 2004], что позволяет проводить межрегиональные и глобальные корреляции для раннего палеозоя [Paris et al., 1999]. Хитинозой — проблематичные органические остатки, которые большинство исследователей относят к репродуктивным органам (яйца) несохранившихся мягкотелых Metazoa [Paris, Nölvak, 1999]. Они характерны для всех морских фаций раннего ордовика — позднего девона, за исключением рифовых известняков и грубозернистых хорошо сортированных песчаников [Grahm, Paris, 2011]. Из ордовикских отложений западного склона Южного Урала выделены характерные комплексы хитинозой, сопоставимые с комплексами Русской платформы и Балтоскандии [Якупов, 2009]. Широкое распространение хитинозой и способность переносить метаморфизм вмещающих пород до зеленосланцевой стадии позволяют использовать их для определения возраста «немых» толщ. Так, например, датированы считавшиеся допалеозойскими некоторые подразделения суваякского комплекса Уралтау [Якупов, 2008; Мавринская, Якупов, 2009].

Все предшествующие находки хитинозой на Русской платформе приурочены к ее северо-западной части [Умнова, 1969; Сенников, Обут, 2002]. В пределах юго-восточной окраины Русской платформы эта группа ископаемых микроорганизмов найдена впервые в керне глубоких скважин [Якупов, Кондратенко, 2012; Горожанина и др., 2012].

Поисковая скважина 102 пробурена на Западно-Оренбургской площади, расположенной к западу от г. Оренбург, на правом берегу реки Урал (рис. 1). В структурно-тектоническом отношении Западно-Оренбургская площадь находится в пределах Соль-Илецкого выступа Волго-Уральской антеклизы. Начиная с позднего ордовика и до позднего девона Соль-Илецкий блок, вероятно, представлял собой участок суши, так как ордовикские отложения здесь перекрываются карбонатными породами среднефаменского подъяруса верхнего девона. Отложения силура и раннего — среднего девона в пределах Соль-Илецкого выступа неизвестны. В призабойной части скважины 102 вскрыты терригенные отложения ордовика (рис. 2). Представлены они тонким переслаиванием темно-зеленовато-серых, серых алевролитов и аргиллитов. Алевролиты полевошпатово-кварцевые разнозернистые, песчанистые. Кроме кварца и полевых шпатов в их обломочной составляющей отмечаются микрокварциты, мусковит, глауконит, акцессорный циркон. Окатанность зерен плохая. Полевые шпаты (в основном плагиоклазы) в обломках как свежие, так и пелитизированные, иногда загрязненные гидроксидами железа. Цемент каолинитово-гидрослюдистый от порового до базального типов. Аргиллиты каолинитово-гидрослюдистые неравномерно алевролитистые. Литологический состав отложений, плохая сортировка и окатанность обломочного материала, тонкая линзовидная слоистость позволяют относить

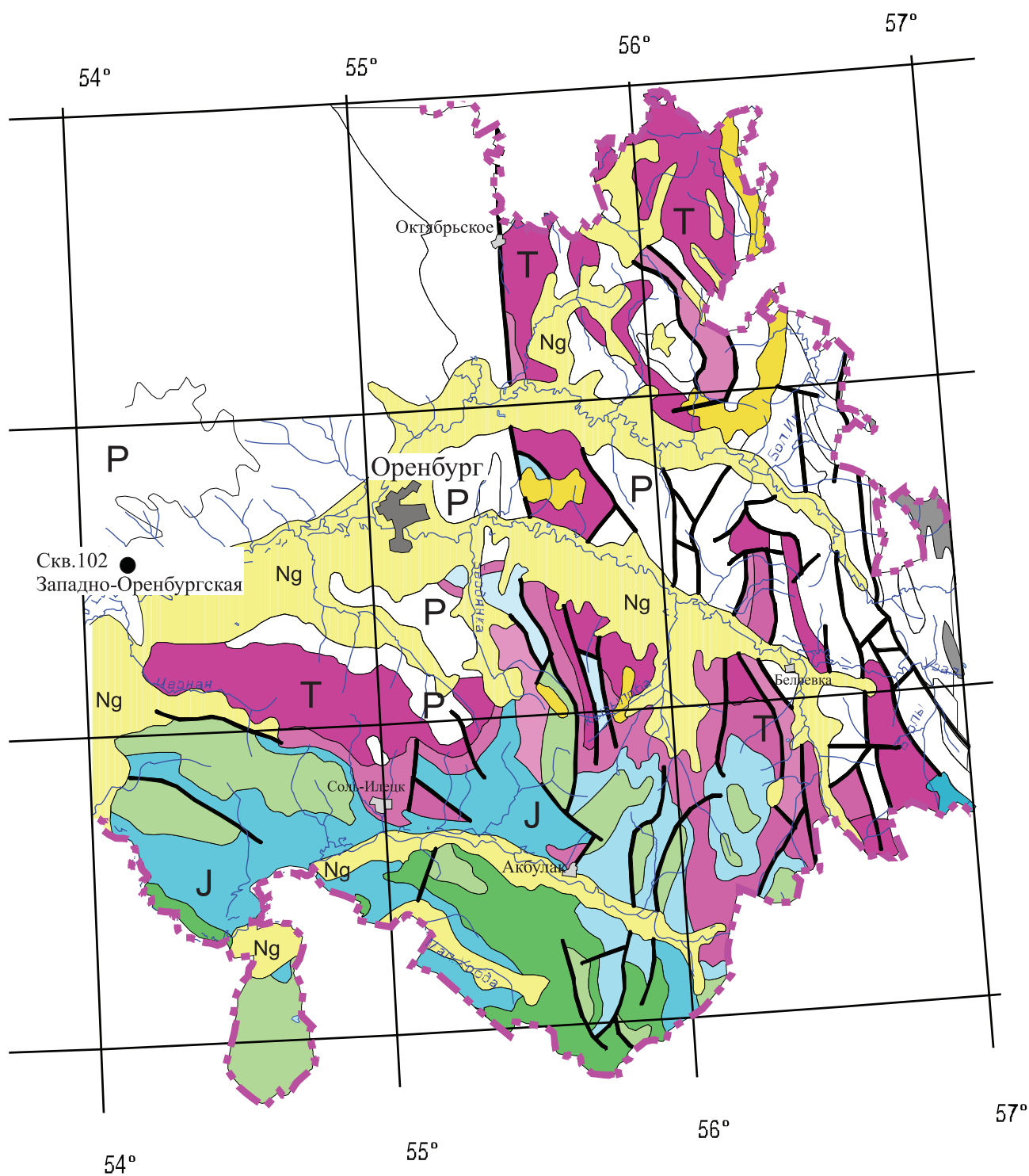


Рис. 1. Фрагмент геологической карты дочетвертичных отложений Оренбургской области с положением скв. 102

ордовикские отложения к морским мелководным фациям.

На микрофауну из керна скв. 102 Западно-Оренбургская в инт. 3037,9–3080 м было отобрано 7 образцов. В них на поверхностях напластования

видны многочисленные хитинозои черного цвета хорошей сохранности. При растворении алевролитов в плавиковой кислоте получено большое количество экземпляров среднеордовикских хитинозой хорошей и отличной сохранности (Фототабл. 1):

Обр. 174 (интервал 3037,9–3042,1; 0,2 м от начала керна) — 240 г. Выделено более 800 экз. хитинозой хорошей и отличной сохранности. Из них определены:

Cyathochitina campanulaeformis Eisenack, *C. calix* Eisenack, *Conochitina* cf. *pachycephala* Eisenack, *C. homoclaviformis*? Bouche, *Conochitina* sp., *Desmochitina minor* Eisenack, *Lagenochitina tumida* Umnova, *Lageno-*

chitina baltica Eisenack, *L. cylindrica* Eisenack, *L. cybaea* (Umnova), *Tanuchitina* sp., *Rhabdochitina magna* Eisenack. Комплекс характерен для отложений среднего ордовика — основание и средняя часть дарривильского яруса.

Обр. 176а (интервал 3037,9–3042,1; 1,3 м от начала керна). Здесь определены следующие хитинозои: *Cyathochitina campanulaeformis* Eisenack, *C. calix*

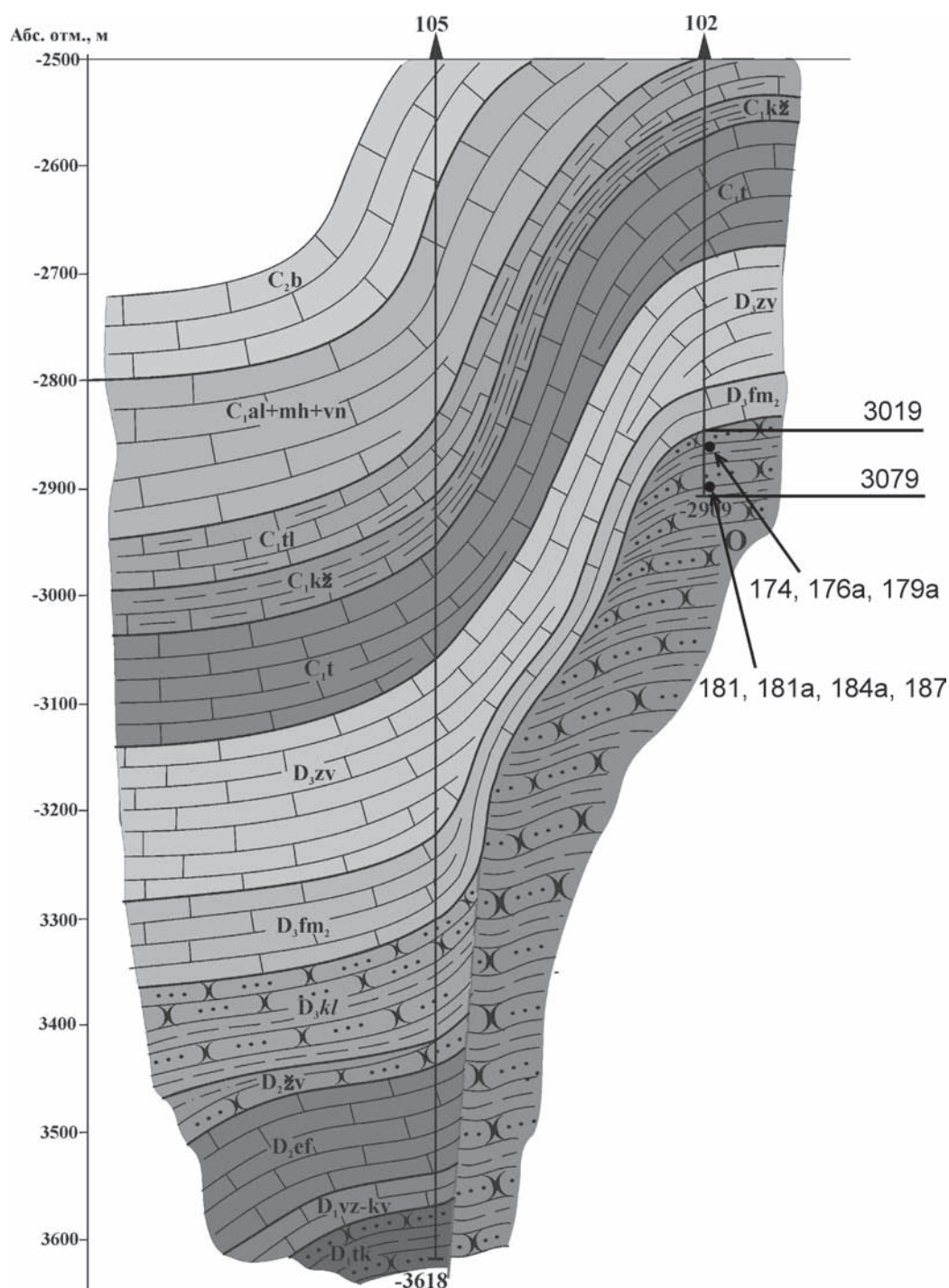
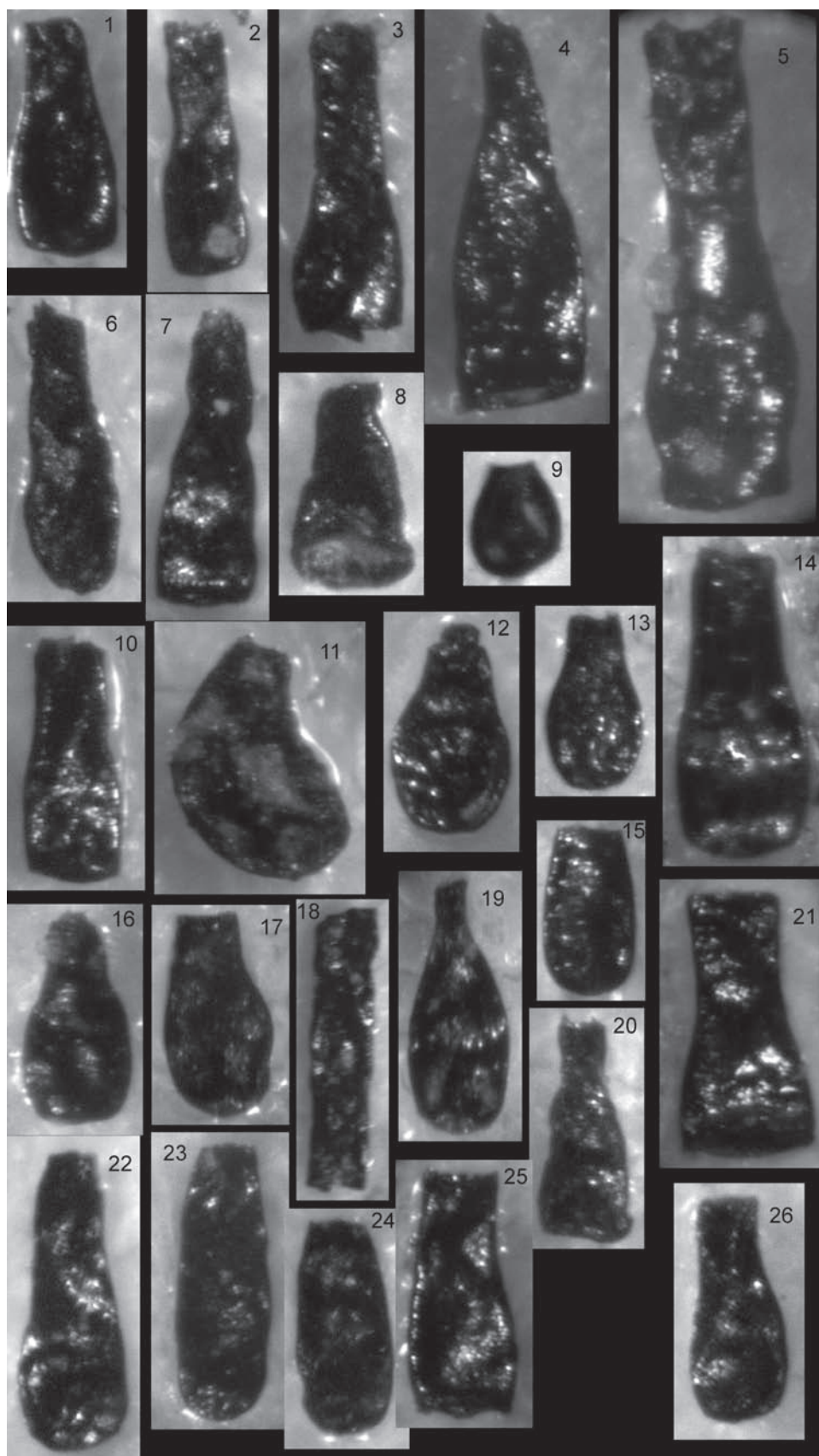


Рис. 2. Геологический разрез по скв. 102

Фототаблица



Eisenack, *Conochitina primitiva* Eisenack, *Conochitina* sp., *Lagenochitina* sp., *Rhabdochitina* cf. *gracilis* Eisenack. Данный комплекс характерен для отложений среднего ордовика — дарривильский ярус.

Обр. 179a (интервал 3037,9–3042,1; 3,7 м от начала керна). Хитинозои: *Cyathochitina calix* Eisenack, *Conochitina primitiva* Eisenack, *Conochitina* sp., *Lagenochitina* sp., *Rhabdochitina gracilis* Eisenack. Комплекс характерен для отложений среднего ордовика — дарривильский ярус.

Обр. 181 (интервал 3075,2–3079,0; 0,2 м от начала керна). Бедный комплекс хитинозой: *Cyathochitina calix* Eisenack, *Conochitina* sp., *Lagenochitina* sp., *Rhabdochitina gracilis* Eisenack. Данный комплекс характерен для отложений среднего — верхнего ордовика.

Обр. 181a (интервал 3075,2–3079,0; 0,7 м от начала керна). Определены хитинозои: *Cyathochitina calix* Eisenack, *Conochitina chydrea* Jenkins, *Conochitina tigrina* Laufeld, *Lagenochitina baltica* Eisenack, *Lagenochitina* sp., *Rhabdochitina gracilis* Eisenack. Комплекс

характерен для отложений среднего ордовика. При раскалывании образца на поверхностях обнаружены многочисленные сикулы и несколько веточек граптолитов хорошей сохранности.

Обр. 184a (интервал 3075,2–3079,0; 2,6 м от начала керна). Бедный комплекс хитинозой: *Cyathochitina calix* Eisenack, *Conochitina* sp. Комплекс характерен для отложений среднего — верхнего ордовика.

Обр. 187 (интервал 3075,2–3079,0; 4,5 м от начала керна) — 300 г. Получено более 950 экз. хитинозой хорошей и отличной сохранности. Комплекс отличается однообразием и большим количеством хитинозой из рода *Cyathochitina*. Определены следующие хитинозои: *Cyathochitina campanulaeformis* Eisenack, *C. calix* Eisenack, *Conochitina chydrea* Jenkins, *Con.* cf. *proboscifera* Eisenack, *Desmochitina minor* f. *cocca* Eisenack, *Rhabdochitina* sp., *Pterochitina* aff. *retracta* Eisenack, *Laufeldochitina* sp. Комплекс характерен для отложений среднего ордовика — основание и средняя часть дарривильского яруса.

Пояснения к фототаблице

Изображенные экземпляры хитинозой хранятся в Лаборатории стратиграфии палеозоя Института геологии Уфимского Научного Центра РАН в г. Уфе (коллекция № 181).

1. *Belonechitina* sp., обр. 174_0001 ×120
2. *Conochitina primitiva* Eisenack, обр. 174_0005 ×120
3. *Cyathochitina calix* Eisenack, обр. 174_0008 ×120
4. *Cyathochitina* sp., обр. 174_009 ×120
5. *Cyathochitina calix* Eisenack, обр. 174_0010 ×100
6. *Conochitina* cf. *proboscifera*, обр. 174_0004 ×120
7. *Belonechitina* sp., обр. 174_0006 ×120
8. *Cyathochitina campanulaeformis* Eisenack, обр. 174_0012 ×120
9. *Desmochitina minor* Eisenack, обр. 187_0056 ×156
10. *Cyathochitina* cf. *calix* Eisenack, обр. 174_0014 ×120
11. *Lagenochitina* sp., обр. 187_0057 ×120
12. *Lagenochitina tumida* Umnova, обр. 187_0058 ×120
13. *Lagenochitina cybaea* Umnova, обр. 187_0061 ×120
14. *Belonechitina* sp., обр. 187_0071 ×120
15. *Conochitina chydrea* Jenkins, обр. 187_0062 ×120
16. *Lagenochitina cylindrica* Eisenack, обр. 187_0063 ×120
17. *Conochitina* cf. *pachicephala* Eisenack, обр. 187_0070 ×120
18. *Rhabdochitina* sp., обр. 187_0084 ×100
19. *Conochitina homoclaviformis*? Bousche, обр. 187_0064 ×120
20. *Cyathochitina* sp., обр. 187_0076 ×120
21. *Cyathochitina* sp., обр. 187_0078 ×120
22. *Belonechitina* sp., обр. 187_0095 ×120
23. *Belonechitina* sp., обр. 187_0091 ×120
24. *Conochitina* cf. *pachicephala* Eisenack, обр. 187_0093 ×120
25. *Laufeldochitina* sp., обр. 187_0079 ×120
26. *Belonechitina* sp., обр. 187_0094 ×120

Примечания: 174_0001 ×120: 174 — номер образца, 0001 — номер фотографии, ×120 — кратность увеличения.

Анализируя выделенные комплексы, можно отметить два уровня массового нахождения хитинозой (более 3 экз. на грамм породы) — в обр. 174 (3040 м) и 187 (3070 м). Изменений в литологическом составе пород по разрезу не отмечается, следовательно, массовое количество хитинозой на этих уровнях вызвано другими, скорее всего биологическими факторами. К влиянию биологических факторов можно отнести резкое увеличение продуктивности, связанное с химическими или физическими изменениями среды (температура, соленость, рН воды, увеличение освещенности, насыщенность газами, проявление апвеллингов). Хорошая сохранность может иметь прямую зависимость с относительным количеством везикул в прослоях, где они не подвергались разрушению в результате действия грибов, бактерий или изменения окислительно-восстановительных свойств среды захоронения.

Состав комплексов хитинозой изменяется незначительно, возраст определяется как ранний — средний дарривиллий среднего ордовика — волховский и кундаский горизонты. На этом уровне отмечается массовое появление новых родов и видов хитинозой во всем мире, и особенно в Прибалтике [Tammekänd et al., 2010], с которой южноуральские комплексы наиболее близки [Якупов, 2009]. Комплексный состав хитинозой скважины 102 Западно-Оренбургская мало отличается от комплексов северо-запада Русской платформы [Умнова, 1969] и Московской синеклизы [Сенников, Обут, 2002].

Вышеприведенные комплексы представлены большим количеством хорошо сохранившихся экземпляров хитинозой. Наиболее характерные формы родов *Suathochitina* и *Rhabdochitina* не встречаются выше основания силура. Степень сохранности хитинозой отличная и хорошая (на 90%). Сложные и крупные по форме везикулы сохранились полностью, без повреждений. Везикулы лежат на поверхностях напластования, что позволяет выполнять определения даже без дезинтеграции горных пород. В призабойной части скважины в алевролитах при визуальном изучении зерна обнаружены граптолиты.

Заключение

На основании определения микрофоссилий терригенные отложения, вскрытые в призабойной части скважины 102 Западно-Оренбургская (инт. 3037,9–3080,0 м), отнесены к дарривильскому ярусу среднего отдела ордовикской системы (ОСШ 2011), что соответствует верхней части аренигского яруса и лланвирнскому ярусу предыдущей общей стратиграфической шкалы (ОСШ 2005). Отличная сохранность и массовое содержание хитинозой

в скважинном материале на Русской платформе резко контрастирует с хорошей и удовлетворительной сохранностью и малым содержанием хитинозой в разрезах западного склона Южного Урала. По хитинозам ордовикские отложения из скважины 102 Западно-Оренбургская сопоставляются с нижней пачкой сухоядской толщи Восточно-Зилаирской зоны и белекейской свитой суванякского комплекса Уралтау, которые представлены более глубоководными отложениями континентального склона и его подножья. Можно предполагать, что на территории западного склона Южного Урала, Русской платформы и Балтоскандии в раннем и среднем ордовике существовал единый палеобассейн, в котором произошло максимальное распространение пелагических групп организмов (хитинозой, граптолитов), близкие комплексы которых встречаются и в обстановках континентального склона, и в шельфовых областях.

Литература:

Горожанина Е.Н., Чибрикова Е.В., Олли В.А., Якупов Р.Р., Горожанин В.М. Акритархи, хитинозой и сколекодонты в ордовикских отложениях юго-востока Русской платформы // Современная микропалеонтология: Тр. XV Всерос. микропалеонтол. совещ. (12–16 сент. 2012 г., Геленджик). — Москва, 2012. — С. 484.

Корень Т.Н., Бугрова Э.М., Гаврилова В.А., Гогин И.Я., Журавлев А.В., Косовая О.Л., Котляр Г.В., Николаева И.А., Суяркова А.А., Табачникова И.П., Терентьев С.С., Толмачева Т.Ю., Тур Н.А., Языкова Е.А. Использование событийно-стратиграфических уровней для межрегиональной корреляции фанерозой России: методическое пособие. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ. — 2000. — 170 с.

Мавринская Т.М., Якупов Р.Р. О возрасте суванякского комплекса зоны Уралтау // Геологический сборник № 8 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 2009. — С. 15–16.

Сенников Н.В., Обут О.Т. Тестирование зональной последовательности по хитинозам на базе граптолитовых зон (ордовик, Горный Алтай и Московская синеклиза) // Новости палеонтологии и стратиграфии. — 2002. — Т. 43, Вып. 5. — С. 51–63. — (Прил. к журн. «Геология и геофизика»).

Умнова Н.И. Распространение Chitinozoa в ордовике Русской платформы // Палеонтологический журнал. 1969. — № 3. — С. 45–62.

Якупов Р.Р. Хитинозой из метаморфических комплексов Уралтау (Южный Урал) // Новости палеонтологии и стратиграфии. — 2008. — Т. 49, Вып. 10–11. — С. 184–186. — (Прил. к журн. «Геология и геофизика»).

Якупов Р.Р. Хитинозой ордовика западного склона Южного Урала // Новости палеонтологии и стратиграфии. — 2009. — Т. 50, Вып. 12. — С. 11–27. — (Прил. к журн. «Геология и геофизика»).

Якупов Р.Р., Кондратенко В.Ф. О первых находках хитинозой в платформенных отложениях ордовика юго-востока Русской платформы // Геология, полезные ис-

копаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. / 9-я Межрег. науч.-практ. конф. (Уфа, 19–22 ноября, 2012 г.) – Уфа: ДизайнПресс, 2012. – С. 69–70.

Grahn Y., Paris F. Emergence, biodiversification and extinction of the chitinozoan group // *Geological Magazine*. – 2011. – V. 148 (2). – P. 226–236.

Paris F., Verniers G., Achab A., Albani R., Ancilletta A., Asselin E., Xiaohong C., Fatka O., Grahn Y., Molyneux S., Nölvak J., Samuelsson J., Sennikov N.V., Soufiane A., Xiaofeng W., Winchester-Seeto Th. Correlation of Ordovician regional chitinozoan biozonations // *Acta Universitatis Carolinae. Geologica*. – 1999. – V. 43, 1/2. – P. 291–294.

Paris F., Nölvak J. Biological interpretation and paleobiodiversity of a cryptic fossil group: the "chitinozoan animal". – *Geobios*. – 1999. – V. 32, 2. – P. 315–324.

Paris F., Achab A., Asselin E., Chen X-h., Grahn Y., Nölvak J., Obut O., Samuelsson J., Sennikov N., Vecoli M., Verniers J., Wang X-f., Winchester-Seeto T. Chitinozoa // *The Great Ordovician Diversification Event / B.D. Webby, F. Paris, M. Droser, I. Percival (Eds.)*. – N.-Y.: Columbia University Press, 2004. – P. 294–311.

Tammekänd M., Hints O., Nölvak J. Chitinozoan dynamics and biostratigraphy in the Vao Formation (Darriwilian) of the Uuga Cliff, Pakri Peninsula, NW Estonia // *Estonian Journal of Earth Sciences*. – 2010. – V. 59, 1. – P. 25–36.

Сведения об авторах:

Якупов Рустем Раулевич. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: stpal@ufaras.ru.

Кондратенко Валентина Федоровна. НПФ «Оренбурггазгеофизика» ООО «Георесурс», Оренбург, e-mail: V.Mozhaev@ogf.ru.

PLATFORM SEDIMENTS CHITINOZOANS FROM SOUTH-EAST PART OF RUSSIAN PLATFORM

R. R. Yakupov, V. F. Kondratenko

Yakupov Rustem Raulevitch. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Republic of Bashkortostan, Russian Federation. E-mail: stpal@ufaras.ru.

Kondratenko Valentina Fiodorovna. NPF «Orenburggazgeofizika» ООО «Georesurs», Orenburg, Russian Federation. E-mail: V.Mozhaev@ogf.ru.

Annotation: The Ordovician chitinozoan complex was obtained from the cores of the 102 West-Orenburg borehole, situated in the south-eastern part of the Russian platform. Well-preserved chitinozoan complex is characteristic for the Darriwilian and correlates with chitinozoan complexes from the Sukholyad Formation (western slope of the Southern Urals).

Key words: chitinozoans, Ordovician, biostratigraphy, Russian platform, Southern Urals.

УДК 56 (4/9) (470.3)

Т. М. Мавринская, О. В. Артюшкова

Конодонтовая характеристика пограничных интервалов пражского яруса на Южном Урале: особенности в разнофациальных разрезах

Аннотация. Впервые на Южном Урале детально охарактеризованы конодонтами пограничные интервалы лохковско-пражского и пражского-эмсского ярусов нижнего девона. Установлены конодонтовые подразделения в лохковско-пражских отложениях — *gilberti*, *irregularis/steinachensis*; пражско-эмсских — *kindley*, *pirenea*, *kitabicus*, полностью сопоставимые с настоящей стандартной конодонтовой шкалой. Совместное присутствие *icriodontidae* и *eognathodontidae* дает возможность для широких, в том числе глобальных корреляций южно-уральских разрезов.

Ключевые слова: нижний девон, биостратиграфия, конодонты, Южный Урал.

Отложения пражского яруса на западном склоне Южного Урала известны в рифовых фациях в классических разрезах широтного течения р. Белой в Западно-Зилаирской зоне. Корреляция разрезов традиционно осуществляется по фауне брахиопод и кораллов, комплексы которых хорошо сопоставляются с комплексами, выявленными в других регионах России, а также с Баррандиеном в Чехии [Тяжева и др., 1976]. Так, А.П. Тяжевой и др. [1976] упоминаются 13 общих с чешскими видов брахиопод, встреченных в куламатском и тютюленьском горизонтах, наиболее важными среди которых она считает *Latonotoechia latona* (Barr.) и *Cymostrophia stephani* (Barr.). Пограничные отложения с эмсским ярусом до настоящего времени фаунистически изучены недостаточно.

Изучение конодонтов в пограничных отложениях пражского яруса в типовых разрезах Западно-Зилаирской зоны [Mavrinskaya, Slavík, 2013], а также в фациях глубоководных батинальных отложений в разрезе клиппа Маяк-Тау к югу от Уфимского амфитеатра (рис. 1А) [Mavrinskaya, Artyushkova, 2015], впервые предпринятое в последние годы,

позволило выявить характерные для этих интервалов ассоциации конодонтов.

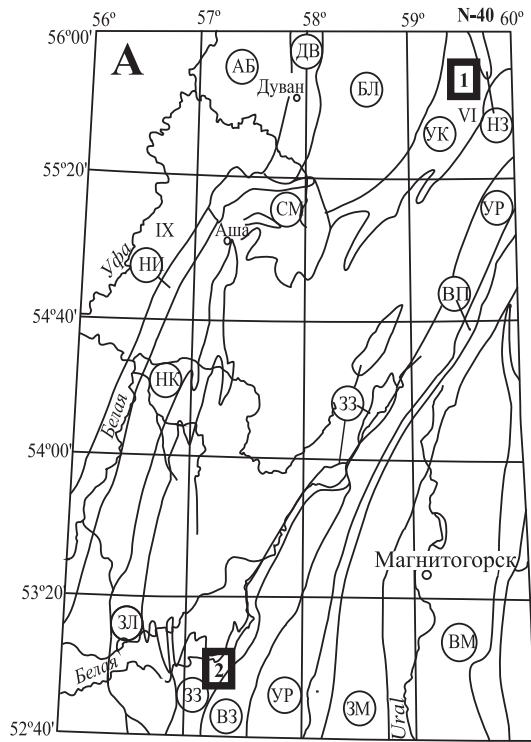
Пограничные лохковско-пражские отложения в разрезе Миндигулово (широтное течение р. Белой) сложены массивными и толстослоистыми органогенными и органогенно-обломочными известняками. Из фауны отмечаются остатки брахиопод, криноидей, ихтиофауны и редкие конодонты. В интервале мощностью ~2,85 м (рис.) выявлены конодонты зоны *gilberti*: *Pedavis gilberti* V.-Ríos, *Pandorinellina optima optima* (Mosk.), *P. exigua philipi* (Kl.), *Masaraella pandora* (Murphy, Matti et Wall.) → *Eognathodus sulcatus* (Phil.). Вышележащий интервал мощностью ~20 м в этом же обнажении представлен толстослоистыми светлыми доломитизированными известняками с редкими реликтами макрофауны, чаще всего криноидей и реже брахиопод, конодонты редкие и единичные. Любопытным фактом является присутствие в основании этой пачки линзовидного прослоя черных глинистых сланцев, смятых в мелкие дисгармоничные складки. Раннепражский возраст этого интервала определяется по выявлению в нем конодонтов, характерных для зоны *irregularis*: *Eognathodus irregularis* Murphy совместно с *Eognathodus sulcatus* morphotype *eta* (?) Murphy, Matti et Wall., *Icriodus*

© Т. М. Мавринская

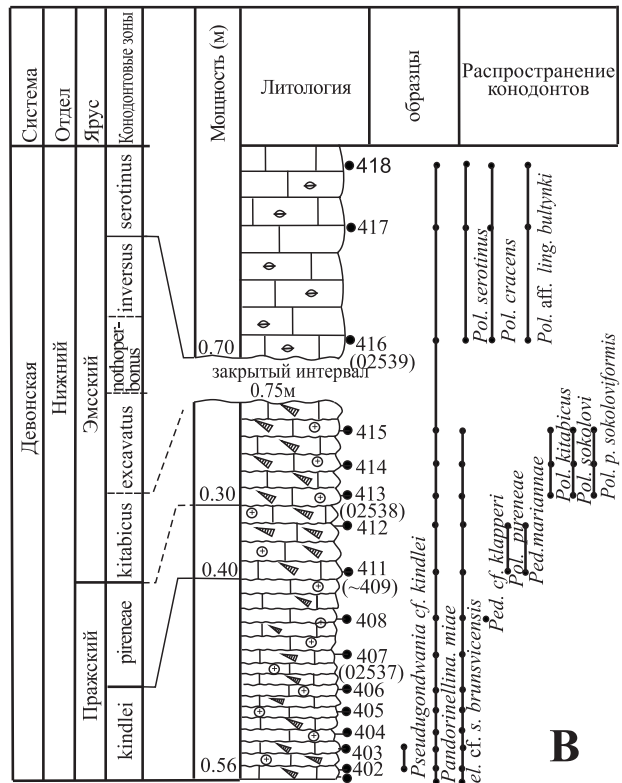
© О. В. Артюшкова

Рис. 1 А — Структурно-формационная схема палеозойских отложений Южного Урала [Легенда, 1999].

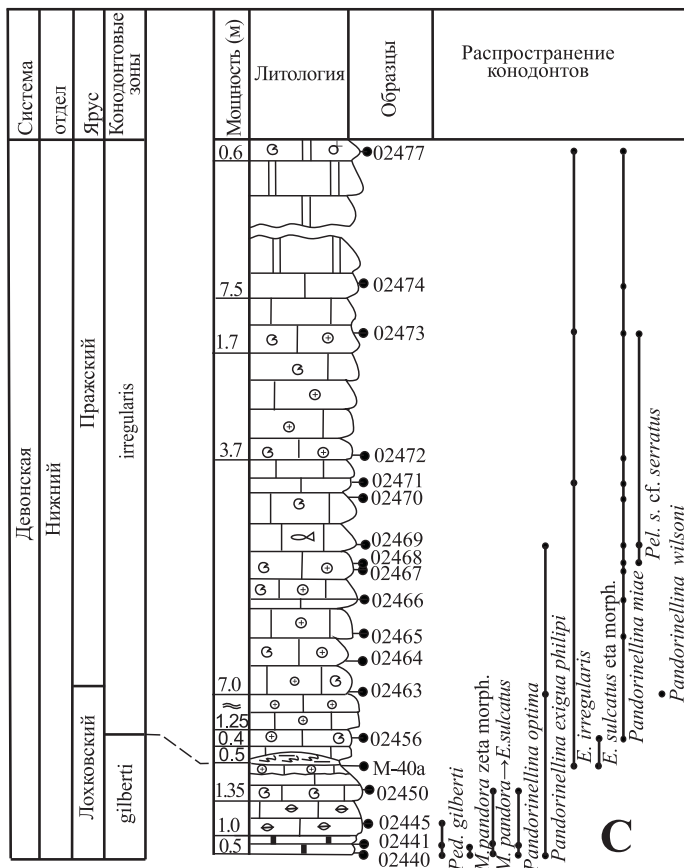
Структурные зоны отмечены заглавными буквами в кружках: АБ — Абдулинская зона, ДВ — Дуванская, БЛ — Белокатайская, УК — Ункурданская, НЗ — Нязепетровская, СМ — Симская, НИ — Нежинско-Ишимбайская, НК — Никольско-Красноусольская, ЗЛ — Зилимо-Зиганская, АБ — Абзановская; ЗЗ — Западно-Зилаирская; ВЗ — Восточно-Зилаирская; УР — Уралтауская; ВП — Вознесенско-Присакмарская; ЗМ — Западно-Магнитогорская; ВМ — Восточно-Магнитогорская. Жирными прямоугольниками отмечены районы исследований: 1 — Клип Маяк-Тау; 2 — Миндигулово. В, С — Распространение большинства релевантных таксонов: В — в верхне-лохковских — нижнепражских отложениях в разрезе Миндигулово, С — в верхнепражских — нижнеэмсских в разрезе Маяк-Тау. Аббревиатура для конодонтовых родов: E. — *Eognathodus*, I. — *Icriodus*, M. — *Masaraella*, P. — *Pandorinellina*, Ped. — *Pedavis*, Pel. — *Pelekysgnathus*, Pol. — *Polygnathus*.



Разрез Маяк-Тай



Разрез Миндигулово



- органогенные известняки
- биокластические известняки
- битуминозные известняки
- доломитизированные известняки
- пloyчайные глинистые сланцы
- а-тентакулиты, б-криноидеи
- а-брахиоподы, б-рыбы

steinachensis (Al-Rawi) morphotype *eta* Kl. et John., *Pelekysgnathus* cf. *serratus serratus* Jent., *Pandorinellina* cf. *miae* (Bult.) (рис. 1Б).

Получить материал по конодонтам из верхнепражских отложений в данном типе разреза (тютюленьский горизонт) пока не удастся, поскольку рифовые известняки не содержат стратиграфически значимых конодонтов. Нет конодонтовой характеристики и для вышележащих песчано-карбонатных отложений такатинского и иргизлинского горизонтов, которые относят к эмсскому ярусу. Существуют единичные сведения о находках раннеэмских конодонтов [Маслов и др., 1983] в единственном разрезе на р. Мал. Ик, где в рифогенных известняках не вполне ясной стратиграфической принадлежности зафиксирована находка *Polygnathus dehiscens* вместе с *Pol. gronbergi* [Маслов и др., 1983].

Фаунистически охарактеризованный пограничный пражско-эмский интервал на западном склоне Южного Урала в настоящее время изучен в глубоководных фациях к югу от Нязепетровской зоны. В клиппе Маяк-Тау отложения пражского и эмсского яруса установлены в кремнисто-карбонатном разрезе в разрозненных выходах «петельчатых» известняков мощностью в пределах первых метров, отнесенных В.М. Мосейчуком и др. [2015 г.] к заставкинской свите (D₁₋₂). Породы содержат в изобилии тентакулиты плохой сохранности и конодонты, нередко отмечаются биокласты криноидей и брахиопод. Выявлен пражский интервал зоны *kindlei*, в котором встречены конодонты *Belodella resima* (Phil), *Pseudogondwania* cf. *kindlei* (Lane et Ormiston), *Pandorinellina* cf. *miae* (Bult.), *Pedavis* cf. *klapperi* (Bard.), *Pelekysgnathus serratus brunsvicensis* Val.-Ríos, *Pseudooneotodus beckmanni* (Bisch. et Sann.) (обр. М-401 – М-408 на рис.). Пограничный пражско-эмский интервал в последовательности охарактеризован комплексами *Pandorinellina* cf. *miae* (Bult.), *Pedavis mariannae* Lane et Orm., *Polygnathus pireneae* (Boer.) (обр. М-411 – М-412) и *P.* cf. *miae* (Bult.), *Pol. kitabicus* Yolk., Wedd., Iz. et Er., *Pol. sokolovi* Yolk., Wedd., Iz. et Er. и *Pol. pireneae* Boer. *sokoloviformis* morpho (обр. М-413 – М-415, 02538) (см. рис. 1С). После неопробованного интервала мощностью 0,75 м в самой верхней части выхода известняки с биокластами криноидей, брахиопод и в меньшей степени остракод имеют толсто наслоенный характер, они окремнены, и комплекс конодонтов из них имеет верхнеэмский облик. Здесь встречены *Belodella* cf. *devonica* Stauff., *Polygnathus* cf. *cracens* Ziegl., Klapp. et Mashk., *Pol. foliformis* Snig., *Pol. aff. linguiformis bultynki* Wedd., *Pol. serotinus* Telf. (обр. М-416–418, 02539).

Пачка известняков перекрывается слоистыми голубовато-серыми и серыми кремнями, содер-

жащими таксономически разнообразный комплекс конодонтов верхнего эйфеля среднего девона: *Polygnathus* ex gr. *costatus* Klapp., *Pol.* cf. *latus* Witt., *Pol.* ex gr. *linguiformis* Hinde, *Pol. trigonicus* Bisch. et Ziegl., *Tortodus* cf. *intermedius* (Bult.), *Tortodus* cf. *kockelianus kockelianus* (Bisch. et Ziegl.) [Mavrinskaya, Artyushkova, 2015].

Таким образом, пограничные интервалы пражского яруса на Южном Урале, охарактеризованные конодонтами, установлены в разнофациальных образованиях. Нижний — в мелководных шельфовых фациях в Западно-Зилаирской зоне, где нижнепражские образования мелководного шельфа содержат многочисленную бентосную фауну, и в значительно меньшей степени нектонную и планктонную (остатки рыб, редкие, таксономически однообразные конодонты). Верхний пограничный интервал праги выявлен в батальных отложениях Бардымского аллохтона. В тентакулитовых известняках клиппа Маяк-Тау конодонты многочисленные и разнообразные.

Определенно, установленная последовательность пограничных комплексов конодонтов в обоих случаях довольно точно коррелируется с существующей стандартной конодонтовой зональностью в глубоководных фациях. В мелководных фациях в качестве альтернативной шкалы для нижней границы пражского яруса используется Icriodontid линия [Slavík, 2004]. Совместное присутствие icriodontid и eognathodontid в нижней праге дает возможность для широкой корреляции южноуральских разрезов.

Верхняя граница пражского яруса в настоящее время активно обсуждается. С 2008 г. по решению SDS создана международная рабочая группа по доизучению разреза в Китабском заповеднике Узбекистана и пересмотру нижней границы эмсского яруса. Дополнительные материалы по конодонтам и брахиоподам, в том числе из разрезов Пиреней и Арденно-Рейнской области, полученные в последние годы [Yolkin et al., 2008; Carls et al., 2009; Martínez-Pérez, Valenzuela-Ríos, 2014], свидетельствуют о том, что GSSP нижней границы эмса (появление *Pol. kitabicus*) коррелируется со слоями нижней части пражского яруса в стратотипе Баррандиена и проходит значительно ниже традиционной границы эмсского яруса в типовой местности Германии [Carls et al., 2008]. В соответствии с новым фактическим материалом на повестке дня SDS обсуждается вопрос о выделении верхнепражского подъяруса, маркером границы которого остается *Pol. kitabicus*. А нижней границей эмсского яруса предлагается считать уровень появления вида *Polygnathus excavatus* [Becker, 2009].

Разрез Маяк-Тау можно считать потенциально благоприятным для выявления конодонтовой по-

следовательности в отложениях пражско-эмсского пограничного интервала. Неопробованный интервал 0,75 м стратиграфически выше комплекса с *Pol. kitabicus* открывает перспективу для ее восполнения и корреляции с типовыми разрезами.

Литература:

Легенда Южно-Уральской серии листов государственной геологической карты Российской Федерации. 1:200 000 (издание второе) / *Гл. ред. Ю.Р. Беккер*. – СПб: ВСЕГЕИ, 1999. – 152 с.

Маслов В.А., Абрамова А.Н., Барышев В.Н. Новые данные о распространении конодонтов в среднедевонских отложениях западного склона Южного Урала и Предуралья // Стратиграфия и литология верхнего докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья. – Уфа: БФАН СССР, 1983. – С. 58–63.

Тяжева А.П., Жаворонкова Р.А., Гарифуллина А.А. Кораллы и брахиоподы нижнего девона Южного Урала. – М.: Наука, 1976. – 228 с.

Becker R.T. Minutes of the SDS business meeting Kitab state geological reserve, Uzbekistan // Subcommission on Devonian Stratigr. Newsletter. – 2009. – No 24. – P. 12–15.

Carls P., Slavík L., Valensuela-Ríos J.I. Comments on the GSSP for the basal Emsian stage boundary: The need for its redefinition // Bulletin of Geosciences. – 2008. – Vol. 83, No 4. – P. 383–390.

Carls P., Slavík L., Valensuela-Ríos J.I. Request and comments concerning the GSSP for the basal Emsian stage boundary // Subcommission on Devonian Stratigraphy Newsletter. – 2009. – No 24. – P. 20–27.

Martínez-Pérez C., Valenzuela-Ríos J.I. New Lower Devonian Polygnathids (Conodonta) from the Spanish Central Pyrenees, with comments on the early radiation of the group // Journal of Iberian Geology. – 2014. – Vol. 40, No 1. – P. 141–155.

Mavrinskaya T.M., Artyushkova O.V. Conodonts from Pragian and Emsian boundary intervals in different facies of the South Urals // STRATA. – 2015. – Sér. 1, Vol. 16: IGCP596–SDS Symposium (September 20–22, 2015, Brussels): Climate change and Biodiversity patterns in the Mid-Palaeozoic, Abstract volume. – P. 95–97.

Mavrinskaya T., Slavík L. Correlation of Early Devonian (Lochkovian – early Pragian) conodont faunas of the South Urals (Russia) // Bulletin of Geosciences. – 2013. – Vol. 88, No 2. – P. 283–296.

Slavík L. The Pragian – Emsian conodont successions of the Barrandian area: search of an alternative to the GSSP polygnathid-based correlation concept // Geobios. – 2004. – Vol. 37. – P. 454–470.

Yolkin E.A., Weddige K., Izokh N.G., Erina M.V. Pragian – Early Emsian polygnathids from Kitab Reserve sequences: their origin, main evolutionary stock and specific lineages // Devonian sequences of the Kitab Reserve area: Field Excursion Guidebook / *E.A. Yolkin, A.I. Kim, J.A. Talent (Eds)*. – Novosibirsk: Publishing House of SB RAS, 2008. – P. 92–97.

Сведения об авторах:

Мавринская Татьяна Михайловна. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук, г. Уфа. E-mail: mavrinskaya55@mail.ru.

Артышкова Ольга Викторовна. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук, г. Уфа. E-mail: stpal@ufaras.ru.

CONODONT CHARACTERISTICS OF THE PRAGIAN BOUNDARY INTERVALS IN THE SOUTH URALS: PECULIARITIES IN DIFFERENT FACIES SECTIONS

T. M. Mavrinskaya, O. V. Artyushkova

Mavrinskaya Tatiana Mikhailovna. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: mavrinskaya55@mail.ru.

Artyushkova Olga Victorovna. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: stpal@ufaras.ru.

Abstract. For the first time the South Urals' the Lochkovian/Pragian and Pragian/Emsian boundary intervals are characterized by conodont complexes. The conodont subdivisions were established in the Lochkovian/Pragian: gilberti, irregularis/steinachensis; in the Pragian/Emsian – kindley, pirenea, kitabicus, which closely correlates with actual standard conodont scale. Icriodontidae and eognathodontidae coexistence allows for wide correlations of the South Uralian sections.

Key words: Lower Devonian, biostratigraphy, conodonts, Southern Urals.

УДК 551.735.1(470.57)

Е. И. Кулагина, Т. В. Клименко, В. Н. Пазухин

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАМЕННОУГОЛЬНЫХ И СМЕЖНЫХ С НИМИ ОТЛОЖЕНИЙ БАСЕЙНА РЕКИ БАСУ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Аннотация. В статье представлены новые данные по палеонтологическому обоснованию возраста каменноугольных и смежных с ними отложений по фораминиферам и конодонтам. Обнажения изучены в естественных выходах по правому склону долины р. Басу и в дорожных выемках по тракту Уфа – Белорецк. Приведены последовательные комплексы конодентов фаменского яруса верхнего девона, башкирского яруса среднего карбона, фораминифер визейского яруса.

Ключевые слова: биостратиграфия, фораминиферы, коноднты, нижний карбон, визейский ярус, средний карбон, башкирский ярус, московский ярус.

Введение

В настоящей статье приведены результаты биостратиграфических исследований каменноугольных отложений, распространенных в бассейне р. Басу вдоль тракта Уфа – Белорецк (отрезок Архангельское – Инзер) западнее Зильмердакского тектонического нарушения. Территория находится вблизи осевой части Инзеро-Усольского прогиба, входящего в Камско-Кинельскую систему, которая существовала в позднедевонскую и начале раннекаменноугольной эпохи, оказывая влияние на осадконакопление [Юнусов, 1965]. Эта система протягивалась в субширотном направлении на востоке Восточно-Европейской платформы, охватывая районы, где впоследствии возникла зона краевых складок Урала. Здесь же во второй половине карбона зародился Предуральский краевой прогиб. На этом участке известны две полосы выходов каменноугольных отложений. Карбон выходит в осях антиклиналей, осложняющих восточный борт Предуральского прогиба. Согласно структурно-фациальному районированию изученная территория относится к Зилимо-Зиганском району Западно-Уральской зоны западного субрегиона Урала (рис. 1). В основу стратиграфии положены Стратиграфические схемы Урала [1993] с учетом новых постановлений МСК [2003, 2006] и предложений [Кулагина и др., 2013].

Микрофотографии шлифов выполнены в Региональном аналитическом Центре коллективного пользования уникальным оборудованием институтов Уфимского научного центра Российской академии наук, высших учебных заведений и Академии наук Республики Башкортостан «Агидель».

Материал

Материалом для данной статьи послужили образцы, собранные при выполнении тематических полевых исследований. Во-первых, сборы В.Н. Пазухина 1996 г. во время проведения совместных тематических работ ИГ УНЦ РАН и Геологического института Аахена (Германия) по изучению степени слабого метаморфизма отложений верхнего палеозоя и докембрия [Matenaar et al., 1999]. Во время полевых работ помимо образцов для изучения слабого метаморфизма отбирались образцы для определения возраста на микрофауну конодотов и фораминифер. Изучение метаморфизма было проведено по индексу кристалличности глинистых минералов иллита и хлорита и по индексу окраски конодотов [Matenaar et al., 1999]. Комплексы конодотов и фораминифер получены из отложений от верхнего фамена до нижней перми включительно [Пазухин и др., 1998]. Во-вторых, материалы Е.И. Кулагиной и Т.В. Клименко, собранные во время специализированных палеонтолого-стратиграфических исследований каменноугольных отложений Инзерской площади, которые проводились в связи с подготовкой к изданию ОАО «Башкиргеология» Госгеолкарты-200 (новая серия) листа N-40-XVI.

Рис. 1. Изученная территория на карте структурно-фациального районирования каменноугольных отложений Урала [Стратиграфические..., 1993]

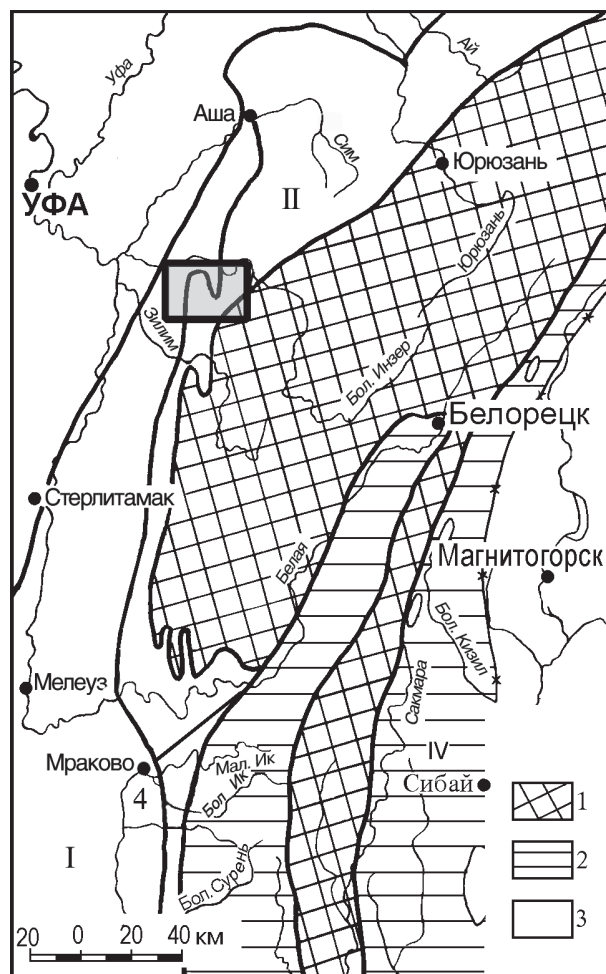
Условные обозначения: 1 — допалеозойские и метаморфические комплексы пород; 2 — докаменноугольные палеозойские образования; 3 — каменноугольные и более молодые образования. Структурно-фациальные зоны: I — Предуральская; II — Западно-Уральская.

Биостратиграфия

Каменноугольные отложения в Инзеро-Усольском прогибе залегают на кремнисто-терригенно-карбонатных породах фаменского яруса и перекрываются флишевыми отложениями нижней перми. Фаменские отложения задокументированы по р. Басу (обнажения 28, 27, 31) (рис. 1, 2), по руч. Ниж. Сакашли — правому притоку р. Зуячка (обнажения 64 и 65), а также по руч. Тирмонташ (или Термянташ или Килманташ), правому притоку р. Кургаш (рис. 2, 3). Породы сильно дислоцированы, имеют крутое падение (40–85°), меридиональное или субмеридиональное простирание.

Девонская система Фаменский ярус

Макаровский горизонт. На восточном борту Алатауского антиклинория в обнажении 65 по ручью Ниж. Сакашли — правому притоку руч. Зуячка известняки макаровского горизонта прослеживаются более чем на 600 м почти вкрест простирания. Нижняя часть разреза сложена известняками серыми, пелитоморфными и мелкозернистыми, тонко- и среднеслоистыми с прослоями сильно окремнелых глинистых известняков и зеленовато-серых кремней. В известняках встречены остатки радиолярий, остракод и конодонтов. В обр. 65А–65В определены конодонты: *Palmatolepis glabra prima* Ziegl. et Hudd., *Pa. minuta loba* Helms, *Pa. minuta wolskae* Szulcz., *Pa. quadrantinodosalobata* Sann., *Pa. subperlobata subperlobata* Br. et Mehl, характерные для зон Late P. *strepida* — низов Early P. *rhomboides* средней части макаровского горизонта [Артюшкова и др., 2011]. Верхняя часть сложена известняками светло-серыми, пелитоморфными (внизу) и мелкозернистыми, «сахаровидными» (вверху), тонко- и среднеслоистыми, с неровными, бугорчатыми поверхностями наслоения, с прослоями зеленовато-серых аргиллитов, включениями красного кремня в верхней части. Ископаемые остатки представлены гастроподами, гониатитами и конодонтами зон Early — middle P. *marginifera* (обр. 653–65Л, 64/4): *Palmatolepis cf. glabra lepta* Ziegl. et Hudd., *Pa. glabra*



glabra Ulr. et Bass., *Pa. glabra pectinate* Ziegl., *Pa. glabra prima* Ziegl. et Hudd., *Pa. gracilis gracilis* Br. et Mehl, *Pa. marginifera marginifera* Helms, *Pa. stoppeli* Sandb. et Ziegl., *Pa. marginifera* Helms, *Pa. cf. perlobata schindewolfi* Müll., *Drepanodina cornuta* Kon. Конодонты данного возраста встречены также в разрезе по руч. Тирмонташ. Мощность изученной части горизонта составляет 50–60 м.

Мурзакаевский горизонт. Нижняя часть горизонта определена в обн. 31, где представлена известняками светло-серыми, пелитоморфными, тонко- и среднеслоистыми с бугорчатым наслоением, по которому развит зеленовато-серый аргиллит. В известняках встречены конодонты зоны Late P. *marginifera* (обр. 106): *Palmatolepis distorta* Br. et Mehl, *Pa. glabra lepta* Ziegl. et Hudd., *Pa. glabra pectinata* Ziegl., *P. gracilis gracilis* Br. et Mehl, *Pa. marginifera marginifera* Helms, *Pa. perlobata schindewolfi* Müll., *P. perlobata sigmoidea* Ziegl., *Polygnathus aff. fallax* Helms et Wolska, *Pol. vagus* Paz. Верхняя часть горизонта на данной территории не установлена. Мощность горизонта в Инзеро-Усольском прогибе составляет 2–10 м.

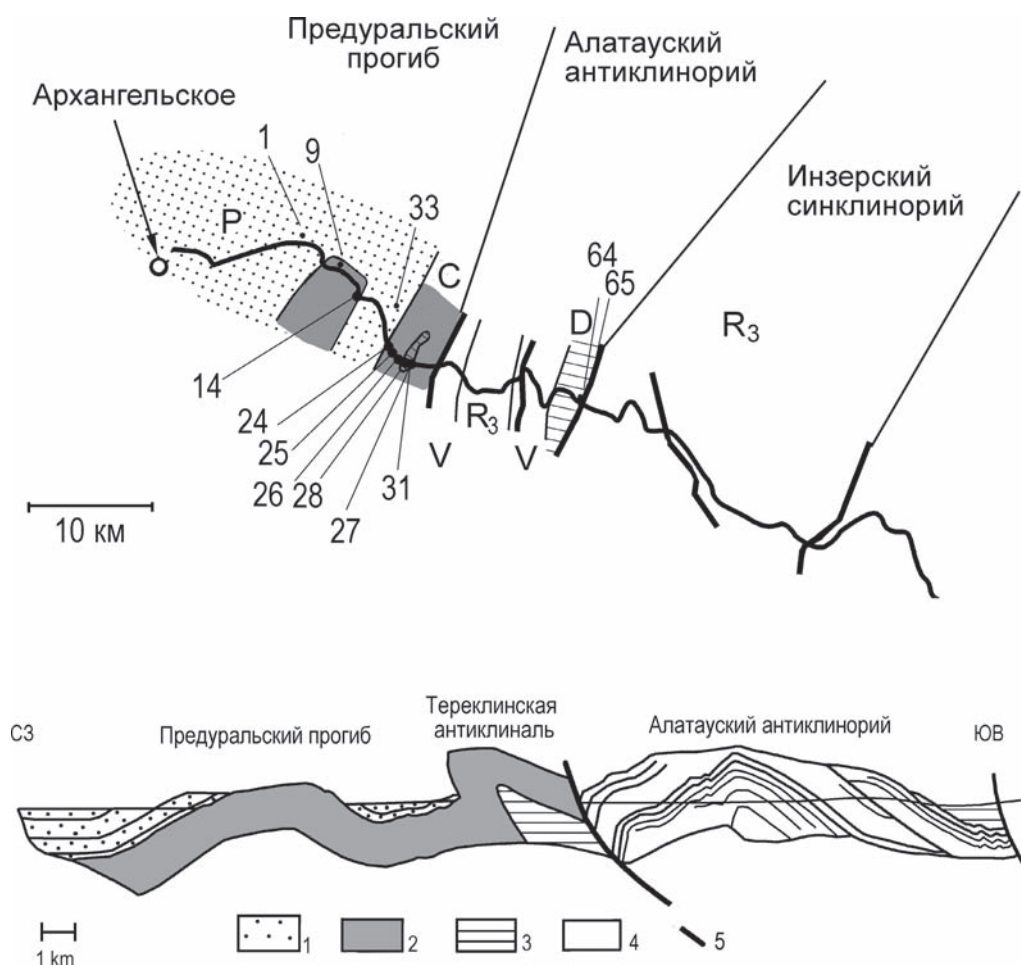


Рис. 2. Геологическое строение бассейна р. Басу на отрезке автодороги Архангельское – Кулмас: а — схематическая геологическая карта с номерами обнажений, б — геологический профиль (по [Matenaar et al., 1999])

Условные обозначения: 1 — пермская система; 2 — каменноугольная система, 3 — девонская система, 4 — отложения докембрия.

Кушелгинский горизонт сложен известняками светло-серыми и серыми, пелитоморфными и тонкозернистыми, участками окремнелыми, тонко-слоистыми с неровным бугорчатым наслоением, с невыдержанными по мощности прослоями зеленовато-серого аргиллита, с желваками, линзами и тонкими прослоями темных кремней. Мощность 15–20 м. В обн. 65 встречены конодонты (обр. 65M): *Palmatolepis cf. perlobata* Ulr. et Bass., *Polygnathus rhabdotus* Schaf. зоны *P. perlobata postera*, характеризующей нижнюю часть кушелгинского горизонта и (обр. 65H) *Palmatolepis gracilis sigmoidalis* Ziegl., *Pa. rugosa rugosa* Br. et Mehl. зоны Early *Pa. gracilis expansa*, характеризующие верхнюю часть кушелгинского горизонта.

Западнее, в районе Предуральского прогиба, девонские отложения наблюдаются вдоль тракта Уфа – Белорецк в 4 км от поворота на д. Усаклы (обн. 28, 27). В восточном обнажении (27) непосредственно над трактом фаменские отложения пред-

ставлены известняками серыми, пелитоморфными, окремнелыми, с неровными поверхностями наслоения, с конодонтами (обр. 27-1) *Palmatolepis gracilis expansa* Sandb. et Ziegl., *Pa. gracilis sigmoidalis* Ziegl., *P. cf. rugosa* Br. et Mehl, *Branmehla inornata* (Br. et Mehl), соответствующими Early *Pa. gracilis expansa*. Конодонты этой же зоны определены в известняках из обнажения 28, расположенном в 130 м западнее в высоком скальном выходе, отделенном от тракта старицей р. Басу. Помимо зонального вида встречены (обр. 28/2, 28/3): *Palmatolepis gracilis gracilis* Br. et Mehl, *Pa. perlobata postera* Ziegl., *Pa. rugosa rugosa* Br. et Mehl, *Bispathodus stabilis* (Br. et Mehl), *Branmehla inornata* (Br. et Mehl), *Drepanodina cornuta* Kon.

Лытвинский горизонт. В разрезе по руч. Термянташ горизонт представлен известняками серыми и темно-серыми, пелитоморфными и тонкозернистыми, участками окремнелыми или с включениями кремня, слоистыми, с прослоями темных глинисто-кремнис-

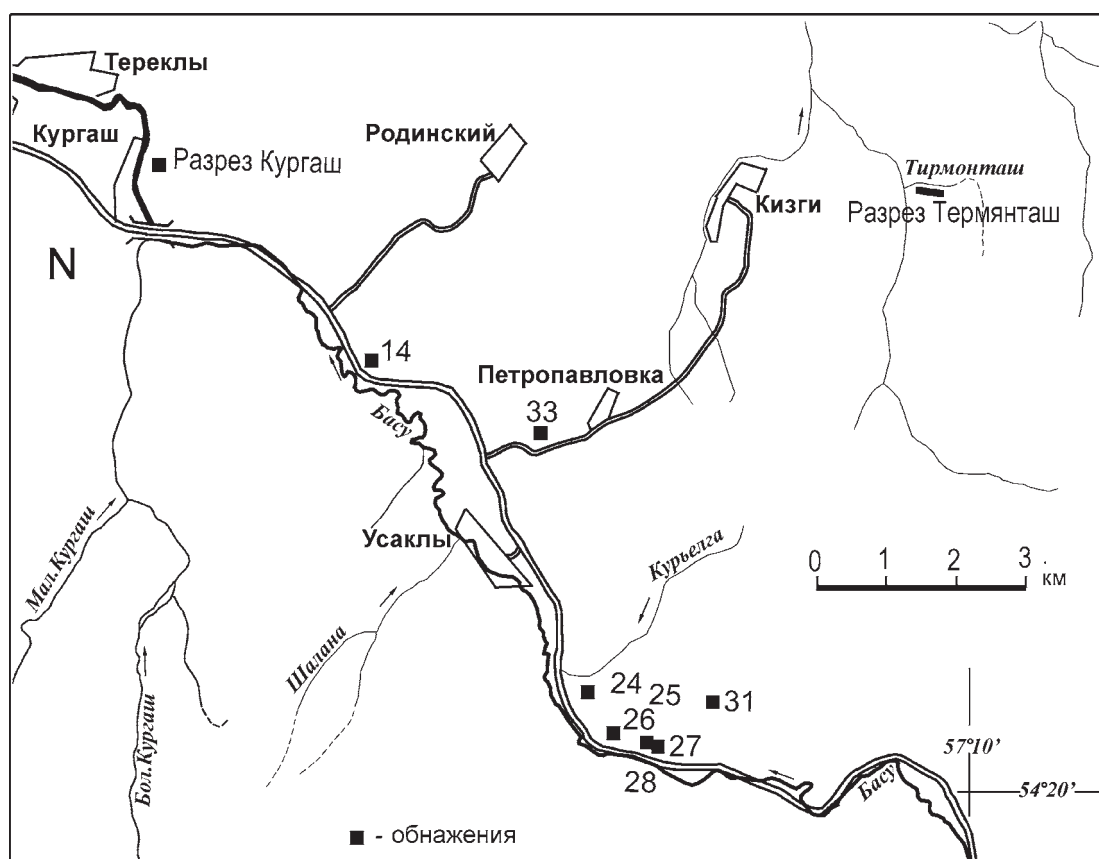


Рис. 3. Местонахождение изученных обнажений и разрезов на профиле Уфа – Белорецк (номера обнажений по [Matenaar et al., 1999]; карта: [Атлас. Республика Башкортостан, 2010])

тых сланцев. В известняках обнаружены конодонты зон Middle – Late P. *gracilis expansa* и *Ps. trigonicus*. Мощность горизонта из-за слабой обнаженности не установлена. Южнее, в разрезе по руч. Усуили, литвинский горизонт сложен серыми органогенными слоистыми известняками, мощность 12,6 м.

Каменноугольная система

Фаунистически охарактеризованные отложения турнейского яруса на изученной территории не обнаружены. Возможно, они представлены терригенными отложениями нижней части алатауской свиты. По данным Н.М. Кочетковой [1983], возраст алатауской свиты северной части Бельской впадины, прилегающей к району работ, по остракодам определен как позднеурнейский (кизеловский и косьвинский) – ранневизейский (радаевский), а для терминальной части не исключен и бобриковский. Мощность карбонатно-терригенных отложений алатауской свиты в этом районе от 130 до 240 м. В разрезе Термянташ восточнее д. Кизги, по данным [Краузе, Чибрикова, 1974], турнейский ярус выпадает из разреза.

Визейский ярус

Нижняя граница визейского яруса в общей стратиграфической шкале России установлена в основании зон: фораминиферовой *Eoparastaffella simplex* – *Eoendothyranopsis donica* и конодонтовой *Gnathodus texanus* [Постановления..., 2003]. Нижневизейский подъярус включает на Русской платформе радаевский и бобриковский горизонты. В западном субрегионе Урала выделяются радаевский и бобриковский горизонты в терригенных фациях и пестерьковский, илычский, дружининский – в карбонатных фациях. На Южном Урале выделены местные термянташский, кизгинский и карсаклинский «горизонты» [Стратиграфические..., 1993]. Термянташский горизонт, который сопоставляется с радаевским горизонтом Русской платформы, выделен З.А. Синецкой [1974, 1986] в бассейне р. Инзер по руч. Термянташ или Нижний Кильманташ (в современных картах – Тирмонташ). Горизонт прослежен в полосе развития алатауской свиты, протягивающейся от р. Лемезы на севере до р. Рязяк на юге. В первоначальном объеме термянташский горизонт соответствовал известняковой пачке

мощностью 20 м, непосредственно перекрывающей песчаники алатауской свиты. После нахождения спор радаевского возраста в терригенных отложениях алатауской свиты [Краузе, Чибрикова, 1974] верхняя часть последней отнесена к термянташскому горизонту [Унифицированные..., 1993].

На правом крутом склоне долины реки Басу выходы визейских известняков прослеживаются вдоль тракта Архангельское – Белорецк, начинаясь в 3,6 км юго-восточнее поворота на д. Усаклы (обн. 26, рис. 4). Породы имеют крутое восточное падение и опрокинутое залегание. Нарращивание разреза идет с востока на запад.

Нижневизейский подъярус

Нижние слои карбонатной толщи, соответствующие термянташскому горизонту, обнажены в самом восточном выходе обн. 26, где они в виде гребня спускаются от вершины к подножию склона и прослеживаются вдоль крутого берега старицы р. Басу. Известняки толсто-среднеслоистые, среди них встречаются тонкозернистые и крупнозернистые разновидности, наблюдаются колонии кораллов *Syringopora* sp. и одиночные ругозы. В образце 26/8, представленном фораминиферовым вакстоном, встречены *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *E. moderata* (Mal.), *Pseudoglomospira dainae* (Vdov.), *Pseudolituotubella* sp., *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *Eoendothyranopsis donica* Brazhn. et Rost., *Plectogiranopsis paraconvexa* (Brazhn. et Rost.), *Ninella asiatica* Mal., *Dainella chomatica* (Dain), *D. immensa* Sim., *Eotextularia*

diversa (N. Tchern.), *Lysella conferta* (Bozorg.), водоросли *Kamaena* sp., *Koninckopora* sp. Эта пачка соответствует верхней известняковой пачке термянташского горизонта мощностью около 10 м разреза Термянташ [Кулагина, Пазухин, 2004].

Западнее гряды известняков термянташского горизонта — закрытый участок 45 м. Возможно, на этот участок приходятся пачки известняков нижнего визе (кизгинский и карсаклинский горизонты), изученные в разрезе Термянташ, поскольку западнее закрытого интервала обнажаются известняки верхнего визе. Разрез Термянташ является стратотипом кизгинского горизонта, который здесь сложен известняками светло-серыми, среднеслоистыми с небольшой терригенной примесью кварца, с брахиоподами, остракодами, фораминиферами, мощность более 50 м [Кочеткова и др., 1981; Синицына, 1986; Кулагина, Пазухин, 2004]. Карсаклинский горизонт (стратотип по р. Бол. Карсакла, Зилаирский синклиний) в разрезе Термянташ сложен известняками мелкозернистыми, шламово-мелко-стустковыми, прослоями оолитовыми, мощность около 20 м. Кизгинский и карсаклинский горизонты соответствуют фораминиферовой зоне *Uralodiscus rotundus* Общей шкалы России.

Верхневизейский подъярус

В составе верхневизейского подъяруса на Русской платформе и Западном субрегионе Урала выделяются горизонты: тульский, алексинский, Михайловский, веневский.



Рис. 4. Обнажение визейского яруса (верхневизейский подъярус, тульский горизонт) на правом склоне долины р. Басу и точки отбора образцов

Тульский горизонт. Обнажение тульского горизонта наблюдается на крутом склоне долины р. Басу восточнее сточной трубы, в 3,5 км по тракту от поворота на д. Усаклы. Тульский горизонт представлен известняками толсто- и среднеслоистыми, органогенно-обломочными, фораминиферовыми, шламово-мелкодетритовыми с фораминиферами (обр. 26/4–26/7, 6016): *Globoendothyra globulus* (Eichw.), *Parastaffella struvei* (Moeller), *Eostaffella mosquensis* Viss., *Archaeidiscus krestovnikovi* Raus. (рис. 5, фиг. 13), характерными для зоны *Endothyranopsis compressa*. Мощность горизонта в обн. 26 не менее 50 м.

Алексинский горизонт согласно залегает на подстилающих породах, сложен известняками фораминиферовыми, ступково-мелкокомковатыми, биокластовыми, криноидными. Многочисленные фораминиферы (обр. 26/1, 26/2, 26/3, 6017–6018): *Earlandia vulgaris* (Raus et Reitl.), *E. moderata* (Mal.), *Brunsia irregularis* Mikh., *B. spirillinoides* (Grozd. et Leb.), *Lituotubella glomospiroides* Raus., *L. magna* Raus., *Haplophragmella* sp., *Pojarkovella nibelis* (Durk.), *Globoendothyra globulus* (Eichw.), *Omphalotis frequentata* (Schlyk.), *Eostaffella* ex gr. *ikensis* Viss., *Parastaffella struvei* (Moeller), *Koskinotextularia* sp., *Paraarchaeidiscus* cf. *convexus* (Grozd. et Leb.), *Archaeidiscus krestovnikovi* Raus., *A.* ex gr. *gigas* (Raus.) характерные для зоны *Endothyranopsis crassa*. Мощность 40–50 м. Микрофагии и фораминиферы алексинского горизонта показаны на рис. 5 (фиг. 1–12).

Михайловский и веневский горизонты. К этому стратиграфическому интервалу предположительно отнесены доломиты толстослоистые и массивно-слоистые, однородные, с одиночными кораллами, наблюдаемые в разрозненных обнажениях вдоль правого склона долины р. Басу северо-западнее обн. 26 на протяжении более 200 м (обр. 6019–6022). В прослое известняка среди доломитов определены фораминиферы *Pseudoendothyra* sp., *Endothyranopsis* sp., *Eostaffella* ex gr. *ikensis* Viss. (обр. 6023). Доломитовая пачка сопоставляется со слоями 33–37 разреза Сиказа, представленными доломитами с прослоями известняков, содержащих фораминиферы михайловского и веневского возраста [Синицына и др., 1997; Кулагина, Клименко, 2014]. Мощность 100–110 м.

Серпуховский ярус

К серпуховскому ярусу предположительно отнесены доломиты и известняки с конодонтами *Cavusgnathus* cf. *regularis* Youngq. et Mill. (обрн. 25, обр. 25/1). Серпуховские отложения данного района согласно залегают на верхневизейских и обычно прослеживаются в тех же разрезах, образуя единую толщу с подстилающими, где представлены преимущ-

ественно доломитами с редкими прослоями известняков [Синицына, 1975]. Органические остатки редки из-за сильной доломитизации. Мощность серпуховского яруса 70–90 м.

Средний карбон Башкирский ярус

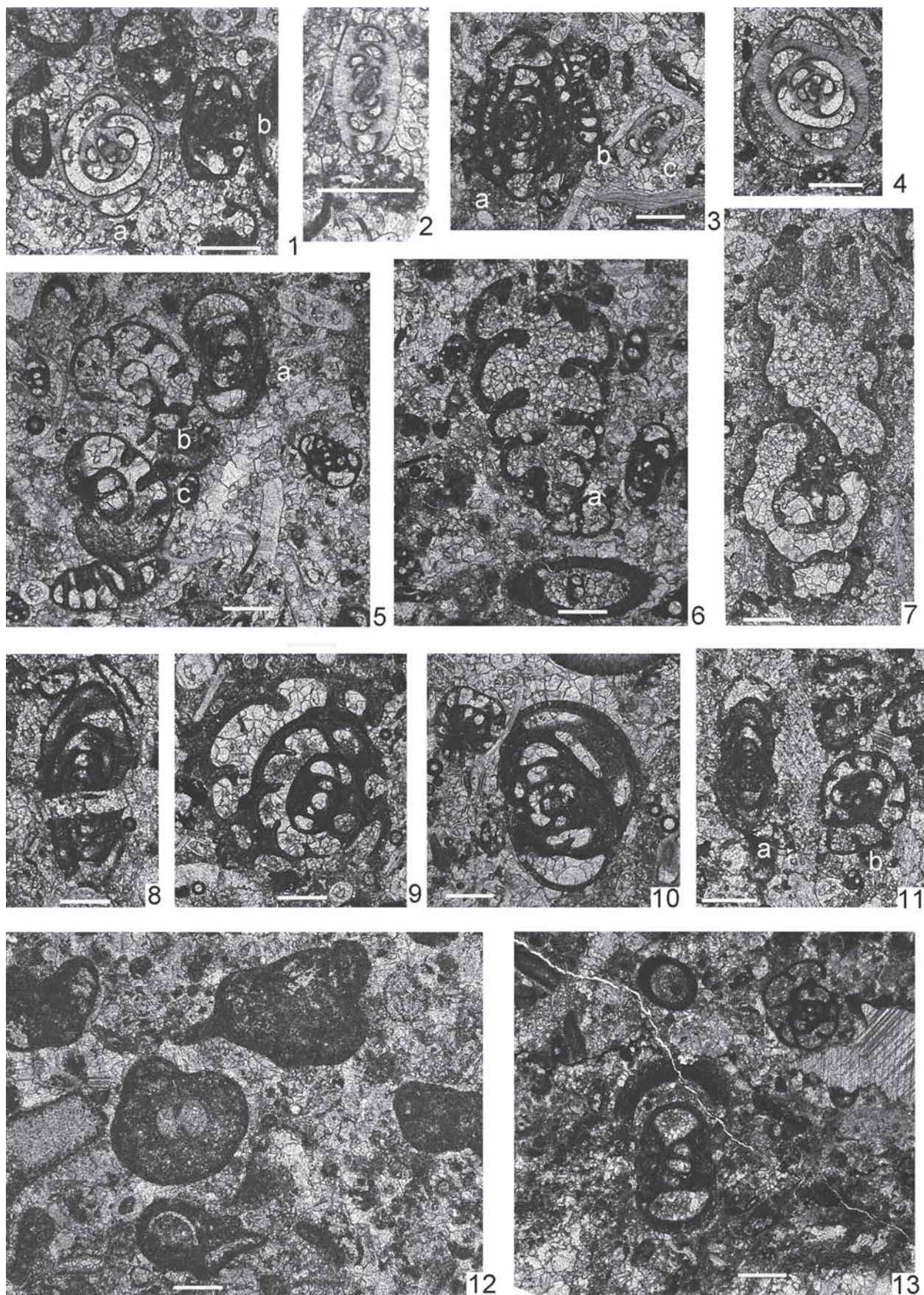
Отложения башкирского яруса задокументированы в 2,5 км южнее поворота на д. Усаклы в дорожной выемке (обн. 24), где наблюдаются известняки средне- и толстослоистые, содержащие в верхней части многочисленные конкреции черного кремня.

Выходы известняков прослеживаются на протяжении 350 м, азимут падения пород 120°, угол 25–40°, падение пород опрокинутое, наращивание разреза идет с востока на запад. Мощность пород в обнажении более 100 м. Конодонтовая последовательность характеризует горизонты (снизу вверх, с востока на запад): богдановский – каменногорский (обр. 24/8) — *Rhachistognathus* sp.; акавасский – аскынбашский (обр. 24/6, 24/7) — *Declinognathodus lateralis* (Hig. et Bouck.), *Idiognathodus* aff. *primitivus* Nem. et Al., *Neognathodus* cf. *symmetricus* Lane.; аскынбашский (обр. 24/5) — *Declinognathodus inaequalis* Hig., *D. marginodosus* Grayson, *Idiognathodus delicatus* Gunn., *I.* aff. *sinuosus* Ell. et Grav., *Streptognathodus parvus* Dunn, *Str. bashkiricus* Nem. et Al.; ташастинский (обр. 24/4): *Declinognathodus marginodosus* Grayson, *Idiognathoides sinuatus* Har. et Holl.

Известняки верхней части башкирского яруса обнажены также на правом склоне р. Басу в 1 км северо-западнее поворота на д. Родинский (обн. 9, обр. 9). В них определены конодонты *Declinognathodus marginodosus* Grayson, *Idiognathoides sinuatus* Har. et Holl., *Idiognathodus delicatus* Gun., *I. aljutovensis* Al., Barsk. et Kon., *Neognathodus atokaensis* Grayson, *Streptognathodus bashkiricus* Nem. et Al., *Hindeodus minutus* (Ell.), характерные для асатауского горизонта башкирского яруса.

Московский ярус

Отложения московского яруса слагают крутой правый склон долины р. Басу напротив д. Кургаш, а также обнажены в небольшом карьере в 1,2 км южнее поворота на д. Родинский (см. рис. 1, 2, обн. 14). Обнажение напротив д. Кургаш описано З.А. Синицыной при участии Н.К. Мещеряковой в тематическом отчете «Обобщение материалов по стратиграфии карбона западного склона Башкирского Урала» в 1971 г. В карьере описан разрез московского яруса и его контакт с подстилающими башкирскими отложениями [Pazukhin et al., 2006;



Kulagina et al., 2009]. Толща пород, вскрытая карьером, сложена известняками преимущественно темно-серыми, реже более светлыми в результате доломитизации, средне- и тонкослоистыми, с многочисленными линзами и прослоями кремней, прослоями кремни преобладают. Реже встречаются прослой грейнстоунов. Слои залегают моноκлиально по азимуту 75–80°, слагая восточную часть антиκлиальной складки, угол падения изменяется в пределах 30–40°. Пограничные слои башкирского и московского ярусов были вскрыты канавой ниже скального обнажения. К башкирскому ярусу отнесены нижние 6 м разреза, содержащие фораминиферы *Pseudostaffella gorskyi* (Dutkevich), *Depratina prisca* (Deprat) и конодонты *Declinognathodus marginodosus* (Grayson), *Idiognathodus aljutovensis* Alekseev et al., *Idiognathoides incurvus* Dunn. Нижняя граница московского яруса проводится по появлению конодонтов *Declinognathodus donetzianus* Nemirovskaya, *Idiognathodus volgensis* Alekseev et al., *Streptognathodus* aff. *einori* Nemirovskaya et Alekseev, *Neognathodus uralicus* Nemirovskaya et Alekseev. Вероятно, в карьере мы имеем полный разрез московского яруса, хотя его палеонтологическая характеристика неравномерная. Разрез является относительно более глубоководным, и фораминиферы встречены лишь в единичных прослоях грейнстоуна. Наиболее детально изучена нижняя часть, где установлены комплексы фораминифер и конодонтов солонцовского горизонта верейского подъяруса. Комплекс фораминифер и конодонтов зилимского горизонта подольского подъяруса встречен в прослое грейнстоуна во втором уступе карьера, в 50 м выше основания.

Верхнюю часть разреза и верхний уступ карьера (16 м) слагают известняки с гороховидными конкрециями, типичные для ташлинского горизонта Зилимо-Зиганского района. Эти известняки перекрываются мергелями и глинистыми известняками,

относимыми предыдущими исследователями к касимовскому ярусу верхнего карбона. Однако комплекс конодонтов, полученный из последних: *Gondolella laevis* Kossenکو et Kozitskaya, *Idiognathodus obliquus* Kossenکو et Kozitskaya, *I. podolskensis* Goreva, *Idiognathodus* sp., тяготеет к московскому ярусу.

Верхний карбон

В Инзеро-Усольском прогибе верхнекаменноугольные отложения представлены маломощной пачкой (до 50 м) кремнисто-глинистых сланцев, мергелей с прослоями алевролитов, доломитов и известняков [Стратиграфические..., 1993].

Обнажение верхнего карбона описано З.А. Синицыной [1971 г.] на правом берегу р. Басу напротив д. Кургаш в старой дорожной выемке. Здесь на известняках темно-серых, тонкослоистых, тонкозернистых с желваками кремней, мощность 1,5 м, перекрывающих известняки с гороховидными кремнистыми конкрециями московского яруса (ташлинский горизонт), с неровным контактом залегают алевролиты буровато-серые, тонкоплитчатые (мощность 1 м), по основанию которых проведена граница между средним и верхним карбоном. Выше залегают известняки коричневатого-серые и серые, микритовые, с желваками кремней и многочисленными отпечатками брахиопод на поверхностях наслоения, мощность 3,7 м. Вышележащую пачку мощностью 21 м слагают кремнисто-глинистые сланцы с подчиненными прослоями микритовых и кремнистых известняков. Падение слоев северо-западное под углом 5–8°. Из брахиопод определены *Choristites* sp., *Dielasma* ex gr. *sacculus* (Mart.) и другие. Из фораминифер встречены лишь *Ammodiscus* sp., *Glomospira* sp., *Globivalvulia* sp., *Schubertella* sp. Мощность пачки кремнисто-глинистых сланцев с прослоями алевролитов и известняков

Рис. 5. Фораминиферы и микрофауны из верхневизейских отложений правого склона долины р. Басу, обнажение 26. 1–10 — обр. 26/2, алексинский горизонт; 11 — обр. 6017, алексинский горизонт; 12 — обр. 6018, алексинский горизонт; 13 — обр. 26/7, тульский горизонт. Длина масштабной линейки — 0,2 мм

1. Пакстоун фораминиферовый: а — *Archaediscus gigas* Rauser-Chernousova, 1948, б — *Pojarkovella* sp.
2. *Archaediscus krestovnikovi* Rauser-Chernousova, 1948.
3. Пакстоун фораминиферовый: а — *Eostaffella* ex gr. *ikensis* Vissarionova, 1948, слабо скошенное осевое сечение; б — *Brunsia spirillinoides* (Grozdilova et Glebovskaya, 1948); в — *Paraarchaediscus* sp., осевое сечение.
4. *Archaediscus gigas* Rauser-Chernousova, 1948.
5. Пакстоун фораминиферовый с раковинами *Endothyranopsis compressa* (Rauser-Chernousova, 1948): а — сечение близкое к осевому; б — неполное сечение, близкое к сагиттальному; в — тангенциальное сечение.
6. Пакстоун фораминиферовый с *Koskinotextularia* sp., продольное сечение.
7. *Lituotubella glomospiroides* Rauser-Chernousova, 1948, продольное сечение.
8. *Eostaffella parasruvei* Rauser-Chernousova, 1948, осевое сечение.
- 9, 10. *Globoendothyra* ex gr. *globulus* (Eichwald 1861). 9 — осевое сечение; 10 — тангенциальное сечение.
11. Грейнстоун фораминиферовый: а — *Parastaffella* aff. *ornata* Durkina, 1959; б — *Omphalotis* sp.
12. Грейнстоун биокластовый с фораминиферами (а, б) и реликтами биокластов, покрытых тонким слоем микрита.
13. Вакстоун-пакстоун биокластовый: а — *Endothyranopsis compressa* (Rauser-Chernousova, 1948); б — *Endothyra similis* Rauser-Chernousova et Reitlinger, 1936.

26 м. Вышележащие слои верхнего карбона на р. Басу закрыты. Они вскрывались О.С. Галкиной в 1958 г. горными выработками. По ее данным, стратиграфически выше пачки кремнисто-глинистых сланцев с подчиненными алевролитами наблюдается пачка темно-серых аргиллитов с прослоями буровато-серых алевролитов и реже доломитов. Заканчивается разрез пачкой кремнисто-глинистых сланцев, переслаивающихся с алевролитами, мергелями и доломитами. Мощность около 20 м.

Пермская система Нижний отдел

Ассельские отложения данной территории относятся к депрессионному типу (западный подтип) [Чувашов и др., 1990], для которого характерно появление среди глинистых пород и мергелей частных прослоев детритовых известняков и карбонатных брекчий, мощность до 100 м. Сакмарский ярус сложен мергелями с прослоями аргиллитов, пелитоморфных, радиоляриевых и детритовых известняков, реже доломитов. Мощность 45–50 м. Отложения сакмарского яруса изучены в обнажении 33, расположенном в дорожной выемке у пос. Петропавловский, где сложены зеленовато-серыми мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями темно-серых известняков и известняковых брекчий с остатками фауны как в обломках, так и в цементе (обн. 33, обр. 33/1, 33/2). Встречены конодонты *Neogondolella bisseli* Clark et Behnken, *Neogondolella* sp.

Выводы

Изучение обнажений в естественных выходах и дорожных выемках по профилю вдоль автодороги Уфа – Белорецк на отрезке Архангельское – Кулмас позволило расширить палеонтологическую характеристику (конодонты, фораминиферы) каменноугольных и пограничных с ними отложений. Фаменский ярус во всех изученных разрезах (р. Басу, руч. Ниж. Сакашли, руч. Тирмонташ) представлен депрессионными кремнисто-карбонатными отложениями, типичными для осевой части Инзеро-Уольского прогиба. Фаменские отложения верхнего девона содержат представительные комплексы конодонтов, характерные для макаровского, мурзакаевского, кушелгинского и лытвинского горизонтов. Турнейские отложения на данной территории по палеонтологическим данным не установлены. Визейский ярус представлен нижним и верхним подъярусами. Верхняя часть алатауской свиты по палинологическим данным имеет ранневизейский (радаевский) возраст. Верхняя часть нижнего визе

(верхняя часть термянташского, кизгинский, карсаклинский горизонты) представлена карбонатными породами, часто с терригенной примесью, с разнообразными палеонтологическими остатками. Верхневизейский подъярус представлен органогенными известняками (тульский и алексинский горизонты) с богатым комплексом фораминифер и доломитами (михайловский и веневский горизонты). Доломитовая толща крайне слабо охарактеризована палеонтологическими находками и датируется по сопоставлению с разрезами соседних территорий. Средний карбон расчленен на горизонты по фораминиферам и конодонтам. Отложения верхнего карбона бедны ископаемыми остатками.

Литература:

Артюшкова О.В., Маслов В.А., Пазухин В.Н., Кулагина Е.И., Тагариева Р.Ч., Мизенс Л.И., Мизенс А.Г. Типовые разрезы девона и нижнего карбона на западном склоне Южного Урала // Путеводитель полевой экскурсии Международной конференции «Биостратиграфия, палеогеография и события в девоне и раннем карбоне» (SDS/IGCP 596 объединенная полевая сессия) 20 июля – 10 августа 2011 г. – Уфа, 2011. – 92 с.

Атлас. Республика Башкортостан. 1:100 000. Т. 1: Север республики. – М.: Навител, 2010. – С. 135.

Кочеткова Н.М. К биостратиграфии алатауской свиты нижнего карбона Предуральяского прогиба по острокам. // Стратиграфия и литология верхнего докембрия и палеозоя Южного Урала и Приуралья. – Уфа: БФАН СССР, 1983. – С. 64–77.

Кочеткова Н.М., Лутфуллин Я.Л., Пазухин В.Н. Схема стратиграфии и корреляции нижнекаменноугольных отложений Южного Урала: Препр. / АН СССР. Башкирский филиал. Ин-т геологии – Уфа, 1981. – 56 с.

Краузе С.В., Чибрикова Е.В. Новые данные о возрасте алатауской свиты на западном склоне Башкирского Урала. // Стратиграфия и палеонтология. – Уфа: БФАН СССР, 1974. – С. 50–57.

Кулагина Е.И., Клименко Т.В. Комплексы фораминифер верхневизейского подъяруса бассейна реки Сиказы на западном склоне Южного Урала // Геологический сборник № 11 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПресс, 2014. – С. 48–57.

Кулагина Е.И., Пазухин В.Н. Новая граница турнейского и визейского ярусов в разрезах Южного Урала // Геологический сборник № 4 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2004. – С. 87–94.

Кулагина Е.И., Пазухин В.Н., Кочетова Н.Н. Предложения по обновлению Стратиграфической схемы нижнего карбона Урала // Геологический сборник. № 10 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПресс, 2013. С. 88–98.

Пазухин В.Н., Пучков В.Н., Кулагина Е.И. Новые данные по стратиграфии каменноугольных и пограничных с ними отложений в районе автодороги Уфа – Белорецк. // Недра Башкортостана. Основные научные результаты по темам АНРБ 1997 г.: Докл. Отд. наук о Земле и экологии АНРБ. – Уфа, 1998. – С. 39–40.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. – Вып. 34. – СПб., 2003. – 46 с.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. – Вып. 36. – СПб., 2006. – 63 с.

Синицына З.А. К вопросу о возрасте алатауской свиты на западном склоне Южного Урала // Стратиграфия и палеонтология. – Уфа: БФАН СССР, 1974. – С. 58–63.

Синицына З.А. Разрез нижнего карбона на р. Сиказа // Путеводитель экскурсии по разрезам карбона Южного Урала (Башкирия): VIII Международный конгресс по стратиграфии и геологии карбона / Под ред. А.Я. Виссарионовой. – М.: Наука, 1975. – С. 32–45.

Синицына З.А. Ранне- и средневизейские отложения западного борта Зилаирского мегасинклинория // Докембрий и палеозой Южного Урала. – Уфа: ИГ БФАН СССР, 1986. – С. 64–69.

Синицына З.А., Кулагина Е.И., Клименко Т.В. Визейский ярус западного склона Южного Урала // Биостратиграфия и нефтегазоносность палеозоя Башкирского Приуралья / БашНИПИнефть. – Уфа, 1997. – Вып. 93. – С. 21–31.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой), 1993. Межвед. Стратигр. Комитет России. – Екатеринбург, 1993. – 151 л. схем.

Чувашов Б.И., Дюпина Г.В., Мизенс Г.А., Черных В.В. Опорные разрезы верхнего карбона и нижней Перми западного склона Урала и Приуралья. – Свердловск: Изд-во УрО АН СССР, 1990. – 369 с.

Юнусов М.А. Особенности строения Камско-Кинельской системы прогибов и их влияние на нефтеносность карбонатных отложений девона и карбона Северной Башкирии // Геология и нефтегазоносность карбонатных отложений девона и карбона Пермского Прикамья и прилегающих районов. – М.: Недра, 1965. – С. 147–150.

Kulagina E.I., Pazukhin V.N., Davydov V.I. Pennsylvanian biostratigraphy of the Basu River section with emphasis on the Bashkirian-Moscovian transition // Carboniferous Type Sections in Russia and Potential Global Stratotypes. Southern Urals Session: Proceedings of the International Field Meeting Ufa–Sibai, 13–18 August, 2009. – Ufa, 2009. – P. 42–64.

Matenaar I., Walter R., Glasmacher U.A., Pickel W., Giese U., Pazukhin V.N., Kozlov V.I., Puchkov V.N., Stroink L. Incipient metamorphism between Ufa and Beloretsk, Western Fold-And-Thrust Belt, Southern Urals, Russia // Geol. Rundsch. – 1999. – V. 87. – P. 545–560.

Pazukhin V.N., Alekseev A.S., Goreva N.V., Kulagina E.I. Discovery of potential Bashkirian–Moscovian boundary marker conodont *Declinognathodus donetzius* in South Urals // Newsletter on Carboniferous Stratigraphy. – 2006. – V. 24. – P. 18–19.

Сведения об авторах:

Кулагина Елена Ивановна. Институт геологии Уфимского научного центра РАН (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа, Башкортостан, Россия. E-mail: kulagina@ufars.ru.

Клименко Тамара Васильевна. Башкирский Государственный Университет; Институт геологии Уфимского научного центра РАН (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа, Башкортостан, Россия.

PALEONTOLOGICAL CHARACTERISTICS OF THE CARBONIFEROUS AND ADJOINING DEPOSITS OF THE BASU RIVER IN THE SOUTH URALS

E. I. Kulagina, T. V. Klimenko, V. N. Pazukhin

Kulagina Elena Ivanovna. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Russia, Ufa. E-mail: kulagina@ufars.ru.

Klimenko Tamara Vasilievna. Bashkir State University; Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Russia, Ufa.

Abstract. This paper presents new data on the paleontological substantiation of the age of the Carboniferous and adjoining deposits based on foraminifers and conodonts. The exposures are studied in natural outcrops on the right bank of the Basu River and in the road cuts on the Ufa – Beloretsk road. The successive conodont assemblages of the Famennian (Upper Devonian) and Bashkirian (Pennsylvanian) and Viséan (Lower Carboniferous) foraminiferal assemblages are listed and discussed.

Key words: biostratigraphy, foraminifers, conodonts, Lower Carboniferous, Viséan, Middle Carboniferous, Bashkirian, Moscovian.

УДК 551.793+569.32 (470.57)

А. Г. Яковлев

МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МОЛЯРОВ СТЕПНЫХ ПЕСТРУШЕК (*Lagurus lagurus* Pallas, 1773) ИЗ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

Аннотация. Изучена морфология и изменение морфотипического состава M_1 и M^3 степных пеструшек (*Lagurus lagurus* Pallas, 1773) из неоплейстоценовых местонахождений Южного Предуралья.

Ключевые слова: средний неоплейстоцен, поздний неоплейстоцен, степные пеструшки (*Lagurus lagurus* Pallas, 1773), Южное Предуралье.

На территории Южного Предуралья известно 4 неоплейстоценовых местонахождения — Красный Яр [Яхимович и др., 1987], Климовка [Данукалова и др., 2006], Груздевка [Danukakova et al., 2007] и Горнова [Яхимович и др., 1987], из которых определены многочисленные остатки степных пеструшек. Эти материалы позволили изучить морфологию и проследить изменения морфотипического состава M_1 и M^3 в течение среднего и позднего неоплейстоцена.

Местонахождения и материал. Красный Яр: 6 M_{1-3} , 56 M_{1-2} , 525 M_1 , 375 M_2 , 312 M_3 , 4 M^{1-3} , 9 M^{1-2} , 4 M^{2-3} , 382 M^1 , 323 M^2 , 383 M^3 ; Климовка: 1 M_{1-2} , 19 M_1 , 10 M_2 , 9 M_3 , 23 M^1 , 7 M^2 , 9 M^3 ; Груздевка: 28 M_1 , 21 M_2 , 19 M_3 , 21 M^1 , 13 M^2 , 9 M^3 ; Горнова: 4 M_{1-2} , 41 M_1 , 35 M_2 , 21 M_3 , 24 M^1 , 26 M^2 , 25 M^3 .

Возраст. Красный Яр — средний неоплейстоцен, первая половина; Климовка, Груздевка — средний неоплейстоцен, вторая половина; Горнова — поздний неоплейстоцен.

Размеры (мм): табл. 1, 2, 3, 4.

Описание и сравнение. Зубы мелкие, некорнезубые, без отложения цемента во входящих углах, эмаль дифференцирована: толще на передних стенках дентиновых призм у нижних коренных и на задних стенках у верхних. У M_1 с лингвальной стороны 5 входящих углов, с буккальной — 4. Жевательная поверхность M_1 состоит из 7 почти полностью изолированных дентиновых полей. Параконидный отдел состоит из двух изолированных треугольных петель и передней непарной петли. В пределах изменчивости строения передней непарной петли возможно выделение следующих морфотипов M_1 .

I — передняя непарная петля короткая, с широко соединенными элементами, головка не выделена, боковые поверхности ее сходятся под углом (рис., фиг. 1, 15).

II — передняя непарная петля вытянутая, с более глубокими входящими углами, чем у I морфотипа. Боковые поверхности головки могут быть параллельны или незначительно расширены в основании (рис., фиг. 2, 3, 9, 10, 16, 20).

Морфотипы I и II характерны для *Lagurus transiens* Janossy, 1962 и в незначительном количестве встречаются в популяциях *L. lagurus* от среднего неоплейстоцена до современности [Малеева, Нордстрем, 1974; Маркова, 1974].

III — буккальная и лингвальная стенки головки параконидного комплекса параллельны или несколько заужены к основанию. Форма головки может быть прямоугольно-округлой или вытянутой. Этот морфотип характерен для *L. lagurus*, но является переходным от *L. transiens* [Большаков и др., 1980] (рис., фиг. 4, 5, 11, 12, 17, 18, 21, 22).

IV — головка передней непарной петли округлая, входящие углы в ее основании формируют шейку. Треугольные петли в передней части параконида широко слиты или несколько смещены (рис., фиг. 6, 13, 19, 23).

V — передняя непарная петля расчленена глубоко входящими углами. Головка небольшая, округлая. Треугольные петли передней части параконида могут быть сильно смещены, до почти полного отчленения буккального треугольника (рис., фиг. 7, 8, 14, 24).

IV и V морфотипы характерны для *L. lagurus*. IV морфотип M_1 является доминирующим в поздне-неоплейстоценовых и современных популяциях степных пеструшек [Малеева, Нордстрем, 1974; Маркова, 1974].

Таблица 1

Размеры зубов (мм) *L. lagurus* из местонахождения Красный Яр

Промер	n	x	lim	σ	m
Длина М ₁	100	2,61	2,2–3,02	0,167	0,016
Ширина М ₁	100	0,89	0,72–1,02	0,062	0,006
Длина М ₂	71	1,5	1,32–1,75	0,087	0,01
Ширина М ₂	71	0,8	0,72–0,92	0,048	0,005
Длина М ₃	62	1,77	1,5–2,2	0,14	0,017
Ширина М ₃	62	0,72	0,6–0,95	0,68	0,008
Длина М ¹	64	2,09	1,85–2,35	0,129	0,016
Ширина М ¹	64	1,08	0,87–1,25	0,07	0,008
Длина М ²	69	1,7	1,45–2	0,116	0,014
Ширина М ²	69	0,97	0,82–1,15	0,063	0,007
Длина М ³	100	2,06	1,5–2,5	0,196	0,019
Ширина М ³	100	0,85	0,7–1,05	0,07	0,007
Длина М ₁₋₃	6	5,91	5,5–6,35	–	–
Длина М ₁₋₂	42	4,19	3,67–4,65	0,251	0,038

Таблица 2

Размеры зубов (мм) *L. lagurus* из местонахождения Климовка

Промер	n	x	lim	σ	m
Длина М ₁	10	2,65	2,3–2,87	0,194	0,061
Ширина М ₁	10	0,94	0,87–1,02	0,057	0,018
Длина М ₂			1,37; 1,5; 1,62; 1,65		
Ширина М ₂			0,7; 0,82; 0,82; 0,87		
Длина М ₃	9	1,68	1,4–1,87	0,161	0,053
Ширина М ₃	9	0,68	0,57–0,8	0,068	0,022
Длина М ¹	11	2,04	1,87–2,25	0,117	0,035
Ширина М ¹	11	1,05	0,87–1,2	0,1	0,03
Длина М ²	6	1,66	1,5–1,87	–	–
Ширина М ²	6	0,94	0,87–1	–	–
Длина М ³	5	2,06	1,9–2,15	–	–
Ширина М ³	5	0,87	0,77–0,95	–	–

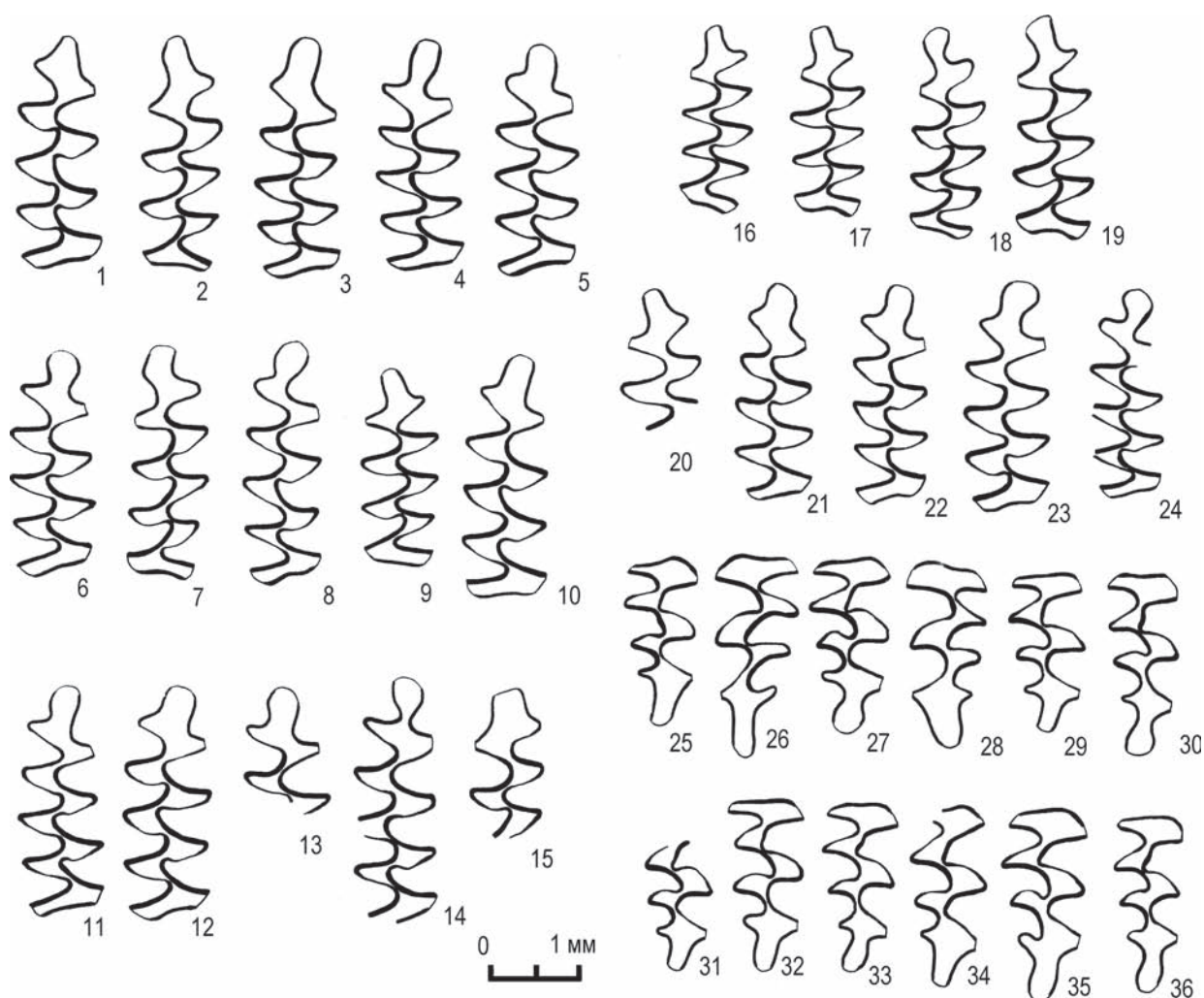
Таблица 3

Размеры зубов (мм) *L. lagurus* из местонахождения Груздевка

Промер	n	x	lim	σ	m
Длина М ₁	9	2,55	2,27–2,28	0,193	0,064
Ширина М ₁	9	0,92	0,85–1	0,06	0,02
Длина М ₂	7	1,48	1,3–1,77	0,114	0,054
Ширина М ₂	7	0,77	0,7–0,97	0,092	0,034
Длина М ₃	10	1,61	1,45–1,97	0,161	0,051
Ширина М ₃	10	0,63	0,57–0,75	0,05	0,016
Длина М ¹	9	2,13	1,97–2,3	0,109	0,036
Ширина М ¹	9	1,13	1,02–1,13	0,095	0,031
Длина М ²	6	1,79	1,6–2,17	–	–
Ширина М ²	6	1,05	0,95–1,25	–	–
Длина М ³			2,05; 2,1; 2,17		
Ширина М ³			0,87; 0,87; 0,92		

Размеры зубов (мм) *L. lagurus* из местонахождения Горнова

Промер	n	x	lim	σ	m
Длина M_1	25	2,56	2,35–2,75	0,109	0,021
Ширина M_1	25	0,91	0,82–1,02	0,047	0,008
Длина M_2	23	1,47	1,35–1,65	0,077	0,016
Ширина M_2	23	0,8	0,75–0,87	0,038	0,008
Длина M_3	10	1,74	1,57–1,87	0,102	0,032
Ширина M_3	10	0,7	0,62–0,75	0,043	0,013
Длина M^1	15	2,06	1,92–2,25	0,104	0,027
Ширина M^1	15	1,07	1–1,17	0,059	0,015
Длина M^2	18	1,68	1,5–1,82	0,093	0,021
Ширина M^2	18	0,94	0,85–1	0,052	0,012
Длина M^3	16	2	1,82–2,22	0,113	0,028
Ширина M^3	16	0,85	0,75–0,92	0,049	0,012

Рис. M_1 и M^3 *Lagurus lagurus* из неоплейстоценовых местонахождений Южного Предуралья

1–24 — M_1 ; 1–8 — Красный Яр; 9–14 — Климовка; 15–19 — Груздевка; 20–24 — Горнова. 1, 15 — I морфотип; 9, 10, 16, 20 — II морфотип; 11, 12, 17, 18, 21, 22 — III морфотип; 6, 13, 19, 23 — IV морфотип; 7, 8, 14, 24 — V морфотип. 25–36 — M^3 : 25–27 — Красный Яр; 28–30 — Горнова; 31–33 — Груздевка; 34–36 — Климовка; 25, 28, 31, 34 — I морфотип; 26, 29, 32, 35 — II морфотип; 27, 30, 33, 36 — III морфотип.

Выделенные морфотипы совпадают с предложенными А.К. Марковой [1974] VII–XI морфотипами M_1 степных пеструшек из неоплейстоценовых местонахождений, расположенных на Русской равнине. Разница заключается в том, что в III (IX по А.К. Марковой) морфотип включены все M_1 , не укладывающиеся, по мнению автора, в VIII и X типы строения, в частности M_1 с сильно вытянутой передней непарной петлей, подобные VIII морфотипу, но сжатой в основании головкой, что характерно для X морфотипа. Тем не менее возможно провести сравнение обсуждаемых выборок M_1 степных пеструшек по характеру распределения морфотипов с данными по Русской равнине.

В местонахождении Красный Яр преобладают M_1 лагурусного типа (III–IV морфотипы) (табл. 5). Довольно часто встречаются M_1 транзиентного строения (I–II морфотипы), но среди M_1 лагурусных морфотипов несколько преобладают переходные от *L. transiens* M_1 (рис., фиг. 4, 5). Подобное распределение основных типов строения M_1 *L. lagurus* приводится А.К. Марковой [1982] для популяций этого вида второй половины среднего неоплейстоцена.

M_1 *L. lagurus* из местонахождения Горнова представлены главным образом лагурусными морфотипами. Основную долю составляют M_1 , типичные для степных пеструшек (IV морфотип), но еще и довольно многочисленны M_1 переходного типа (III морфотип). По количественному распределению морфотипов горновские степные пеструшки более соответствуют позднеоплейстоценовому этапу развития вида.

В местонахождениях Климовка и Груздевка общее число M_1 степных пеструшек невелико, поэтому однозначно подходить к определению относительного возраста по характеру распределения морфотипов нельзя. Возможно, что *L. lagurus* из Климовки менее прогрессивны, так как M_1 с промежуточным типом строения передней непарной петли еще достаточно много (31,25%). В Груздевке таких M_1 меньше (16,65%) и здесь больше зубов лагурусного типа (IV и V морфотипы) (66,7%).

В Климовке M_1 лагурусных морфотипов меньше (50%).

M_1 неоплейстоценовых степных пеструшек из местонахождений, расположенных в Южном Предуралье, отличаются крупными размерами (табл. 1–3). На Русской равнине в среднем и начале позднего плейстоцена представители *L. lagurus* были несколько меньше. Средняя длина M_1 изменялась в пределах 2,3–2,5 мм, против 2,55–2,65 мм у предуральских степных пеструшек [Маркова, 1982, 1986]. Позднеоплейстоценовые степные пеструшки времени последнего похолодания с территории Западной Европы, Украины и Зауралья были также довольно крупными [Chaline, 1972; Nadachowski, 1982; Малеева, Воробьева, 1973]. Длина M_1 из Новгород-Северска — 2,4–2,66–3 мм, ширина — 0,9–0,96–1,1 мм [Рековец, 1985]. Современные степные пеструшки отличаются мелкими размерами, средняя длина M_1 не более 2,5 мм, чаще и меньше [Маркова, 1986]. Только абаканский подвид *L. lagurus* крупный и приближается по размерам M_1 к позднеоплейстоценовым формам: длина — 2,1–2,6–2,9 мм, ширина — 0,9–1–1,1 мм [Рековец, 1985].

M^3 с лингвальной стороны имеет два хорошо выраженных входящих угла, с буккальной — три. В зависимости от степени расчлененности задней петли, количество входящих углов с обеих сторон может быть больше на один угол. Жевательная поверхность состоит из передней петли, трех, чаще изолированных, треугольников и задней непарной петли. На имеющемся материале выделено три типа строения задней петли M^3 . I — входящие углы отсутствуют или очень неглубокие и пологие, боковые стенки сходятся под углом, петля короткая и широкая (рис., фиг. 25, 28, 31, 34). II — входящие углы более глубокие, явно выраженные, боковые стенки заднего отдела петли параллельны (рис., фиг. 26, 29, 32, 35). III — входящие углы глубокие и образуют шейку, задний отдел петли округло-овальный (рис., фиг. 30, 33, 36). Морфотип I соответствует M^3 *L. transiens*, II и III — *L. lagurus*. Среди M^3 *L. lagurus* из предуральских местонахождений преобладают II и III морфотипы

Таблица 5

Распределение по морфотипам M_1 *L. lagurus* из неоплейстоценовых местонахождений Южного Предуралья (%)

Местонахождения	Морфотипы					
	n	I	II	III	IV	V
Красный Яр	519	6,9	11,2	41,4	32,6	7,9
Климовка	16	6,25	12,5	31,25	37,5	12,5
Груздевка	18	11,1	5,55	16,65	55,6	11,1
Горнова	39	—	2,6	30,8	61,4	5,2

(более 80%). Размеры M_1 приведены в таблицах 1, 2, 3 и 4.

Распространение и происхождение. Ареал степной пеструшки в настоящее время охватывает равнинные и горные степи, южную лесостепь и северные пустыни Евразии от Днепра до Енисея. Южная граница доходит до Центрального Тянь-Шаня, северо-западного Китая и северной Монголии [Громов, Поляков, 1977]. В позднем неоплейстоцене ареал был шире. Остатки степных пеструшек найдены в Центральной Европе [Hinton, 1926; Kowalski, 1967; Chaline, 1972; Nadachowski, 1982], в бассейне верхней Волги [Агаджанян, Ербаева, 1983], на Южном и Среднем Урале [Смирнов и др., 1990], в Среднем и Южном Зауралье [Малеева, Воробьева, 1973]. Со среднего неоплейстоцена в ископаемых популяциях степных пеструшек (*L. transiens*) отмечается постепенное увеличение доли M_1 с «лагурусным» типом строения передней петли. В позднем неоплейстоцене и позже доля M_1 с «транзиенским» типом строения крайне мала и степные пеструшки представлены современным видом *L. lagurus*. Процесс трансформации *L. transiens* в *L. lagurus* в разных частях ареала происходил неравномерно. У современных степных пеструшек отмечается увеличение размеров и относительной доли архаичных морфотипов M_1 по направлению с запада на восток. Самый крупный подвид — *L. lagurus abacanicus* Serebrennicov характерен для северо-восточной изолированной части ареала (Минусинская котловина) [Громов, Поляков, 1977].

На территории Южного Предуралья *L. lagurus* известны с конца первой половины среднего неоплейстоцена (Красный Яр) до первой половины позднего неоплейстоцена (Горнова). В этом интервале времени произошло закономерное изменение морфотипического состава M_1 , которое привело к увеличению доли «лагурусных» морфотипов. Подобные преобразования происходили в популяциях неоплейстоценовых степных пеструшек и на Русской равнине.

Как уже отмечалось выше, поздненеоплейстоценовые *L. Lagurus* имели более крупные размеры, чем средненеоплейстоценовые представители вида. Современные степные пеструшки также отличаются мелкими размерами. Подобное изменение прослеживается и у степных пеструшек на Южном Урале в позднем неоплейстоцене — голоцене. В позднем неоплейстоцене по мере усиления экстремальности климатических условий увеличиваются размеры M_1 . В голоцене происходит резкое уменьшение размеров M_1 [Смирнов и др., 1990]. Относительно крупные размеры M_1 степных пеструшек из средне-поздненеоплейстоценовых местонахождений Южного Предуралья, видимо, связаны с обитанием вида

в более континентальных условиях, чем на Русской равнине. Это предположение подтверждается также находками относительно крупных M_1 степных пеструшек (средняя длина — 2,62 мм) в составе средне-поздненеоплейстоценовой фауны из местонахождения Ярсина, расположенного в северной части Западной Сибири [Смирнов и др., 1986].

Литература:

Агаджанян А.К., Ербаева М.А. Позднекайнозойские грызуны и зайцеобразные территории СССР. — М.: Наука, 1983. — 187 с.

Большаков В.Н., Васильева И.А., Малеева А.Г. Морфотипическая изменчивость зубов полевок. — М.: Наука, 1980. — 138 с.

Громов И.М., Поляков И.Я. Полевки (Microtinae). — Л.: Наука, 1977. — 504 с. — (Фауна СССР. Млекопитающие. Т. 3, вып. 8).

Данукалова Г.А., Яковлев А.Г., Алимбекова Л.И., Морозова Е.М., Еремеев А.А. Стратотип климовского горизонта в Южном Предуралье и новые местонахождения в стратотипической местности (Климовка I, II, III) // Геологический сборник № 5 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 2006. — С. 53–65.

Малеева А.Г., Воробьева Т.Д. Степная пеструшка (*Lagurus lagurus* Pall.) из состава «смешанной фауны» юга Тюменской области // Фауна Европейского Севера, Урала и Западной Сибири. — Свердловск: Изд-во УрГУ, 1973. — С. 49–66.

Малеева А.Г., Нордстрем Е.Н. О морфологической изменчивости степной пеструшки (*Lagurus lagurus* Pall.) // Фауна Урала и Европейского Севера. — Свердловск: Изд-во УрГУ, 1974. — Сб. 2. — С. 107–116.

Маркова А.К. Данные по морфологии зубов ископаемых пеструшек (Rodentia, Microtinae) на примере находок из Приднепровья // Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода. — 1974. — № 41. — С. 107–120.

Маркова А.К. Плейстоценовые грызуны Русской равнины (их значение для палеогеографии и стратиграфии). — М.: Наука, 1982. — 186 с.

Маркова А.К. Морфологические особенности зубов полевок родов *Microtus*, *Lagurus* и *Eolagurus* (Rodentia, Cricetidae) из микулинских местонахождений Русской равнины // Млекопитающие четвертичной фауны СССР. — Л., 1986. — С. 74–97. — (Тр. ЗИН АН СССР; Т. 149).

Рековец Л.И. Микротериофауна деснянско-поднепровского позднего палеолита. — Киев: Наук. думка, 1985. — 168 с.

Смирнов Н.Г., Большаков В.Н., Бородин А.В. Плейстоценовые грызуны севера Западной Сибири. — М.: Наука, 1986. — 145 с.

Смирнов Н.Г., Большаков В.Н., Косинцев П.А., Панова Н.К., Коробейников Ю.И., Ольшванг В.Н., Ерохин Н.Г., Быкова Г.В. Историческая экология животных гор Южного Урала. — Свердловск: УрО АН СССР, 1990. — 245 с.

Яхимович В.Л., Немкова В.К., Сиднев А.В., Сулейманова Ф.И., Хабибуллина Г.А., Щербакова Т.И., Яковлев А.Г. Плейстоцен Предуралья. — М.: Наука, 1987. — 112 с.

Chaline J. Les rongeurs du pleistocene moyen et superieur de France. — P.: Ed. Du Centre Nat. de la Recy. Sci., 1972. — 395 p.

Danukalova G., Yakovlev A., Morozova E., Alimbekova L. Biostratigraphy of the Late Middle Pleistocene (Middle Neopleistocene) of the Southern Urals region // Quaternary International. — 2007. —V. 160. — P. 17–29.

Hinton M. Monograph of the voles and lemmings (Microtinae). — L.: British Museum. — 1926. —Vol. 1. — 488 p.

Kowalski K. Lagurus lagurus (Pall. 1773) and Cricetus cricetus (L. 1758) (Rodentia, Mammalia) in the pleistocene of England // Acta zool. — 1967. — V. 12, No 6. — P. 111–122.

Nadachowski A. Late quaternary rodents Poland with special reference to morphotype dentition analysis of voles. — Warszawa: PWN, 1982. — 108 p.

Сведения об авторе:

Яковлев Анатолий Германович. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: a_jakovlev@mail.ru.

**MORPHOLOGICAL CHARACTERISTIC OF MOLARS OF STEPPE LEMMINGS
(*Lagurus lagurus* Pallas, 1773) FROM NEOPLEISTOCENE LOCATIONS
OF THE SOUTHERN FORE-URALS**

A. G. Yakovlev

Yakovlev Anatoly Germanovich. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: a_jakovlev@mail.ru.

Abstract: Morphology and morphotropic composition change of M₁ and M₃ steppe lemmings (*Lagurus lagurus* Pallas, 1773) from Neopleistocene locations of Southern Fore-Urals are studied.

Keywords: Mid Neopleistocene, Late Neopleistocene, steppe lemmings (*Lagurus lagurus* Pallas, 1773), Southern Fore-Urals.

УДК 551.791+594.1/3(470.57)

Е. М. Осипова, Г. А. Данукалова

ХАРАКТЕРИСТИКА МАЛАКОКОМПЛЕКСОВ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКОГО МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ГОРНОВО (ЮЖНОЕ ПРЕДУРАЛЬЕ)

Аннотация. Представительная фауна моллюсков среднего и позднего неоплейстоцена была найдена в палеолитическом местонахождении Горново (Южное Предуралье). Стратиграфическое расчленение отложений было проведено во время полевых исследований в прежние годы. Культурный слой приурочен к отложениям табулдинского горизонта верхнего неоплейстоцена, которые содержат артефакты и многочисленные остатки ископаемых животных. Отложения были датированы (некалиброванные даты) 21280 ± 550 (ЛЕ-145), 22660 ± 125 (БашГИ-35), 28800 ± 124 (БашГИ-36), 29700 ± 1250 (Н 1856/1287), 26950 ± 560 (ЛУ-3711), 26990 ± 150 (ЛУ-3712) и ≥ 33670 (ЛУ-3712). Основной целью статьи является характеристика комплексов моллюсков из бельских, табулдинских и кудашевских отложений. Результаты малакологических исследований совместно с палинологическими и териологическими данными позволили восстановить основные события в первую половину среднего (427–334 тыс. лет) и вторую половину позднего неоплейстоцена (34–11 тыс. лет), когда палеолитические люди пришли на эту территорию. В начале среднего неоплейстоцена (бельское время, 427–364 тыс. лет) моллюски населяли речные бассейны и обитали на прибрежной растительности. Артефакты из табулдинских отложений (поздний неоплейстоцен, 57–24 тыс. лет) характеризуют начало позднего палеолита, период, который коррелируется с последним оптимумом среднего валдая (32–24 тыс. лет). Лесостепные ландшафты доминировали во вторую половину табулдинского интерстадиала. Массовые находки раковин наземных и пресноводных моллюсков в отложениях табулдинского возраста, указывают на теплый и влажный климат, который существовал в то время. В основном пресноводные моллюски заселяли озера и пойменные водоемы, наземные моллюски жили главным образом на прибрежной растительности или вблизи водоемов в биотопах с повышенной влажностью. Климат был немного прохладнее современных условий, существующих в Южном Предуралье. Кудашевское время (24–11 тыс. лет) сопоставляется с поздним валдаем, это время в Южном Предуралье характеризуется развитием мерзлотных процессов в породах. В долинах накапливались пойменные отложения, на склонах формировались лессовидные суглинки. Все эти осадки формируют верхнюю часть первой надпойменной террасы. Климат был холодный и сухой. Пресноводные и наземные моллюски представлены редкими, но широко распространенными видами.

Ключевые слова: биостратиграфия, наземные и пресноводные моллюски, четвертичная система, средний и верхний неоплейстоцен, Южноуральский регион.

Введение

Палеолитическое поселение Горново расположено на левом берегу реки Белой, в 1 км выше по течению от д. Горново (Уфимский р-н, Республика Башкортостан) ($54^{\circ} 54' 27,30''$ N, $55^{\circ} 52' 48,26''$ E).

На Южном Урале описано более 15 палеолитических местонахождений, которые находятся в горной местности, особенно в карстовых полостях. Поэтому поселение Горново является одним из двух уникальных объектов, которые расположены на равнинной территории Предуралья. Впервые палеолитическое местонахождение Горново было обнаружено А.П. Шокуровым, который проводил археологические исследования в долине реки Белой

в 1959 г., он нашел кости крупных млекопитающих и каменные артефакты. Позже в 1959 г. это местонахождение было описано и исследовано археологом О.Н. Бадером и стратиграфом В.Л. Яхимович [Шокуров, Бадер, 1960; Яхимович, 1965]. В 1983–1987 гг. учеными из Института археологии Т.И. Щербаковой (Санкт-Петербург) и Института геологии УНЦ РАН В.Л. Яхимович, Г.А. Данукаловой и А.Г. Яковлевым были проведены повторные исследования разреза Горново [Щербакова, 1986; Хабибуллина, 1986; Яхимович и др., 1987; Попова-Львова, 1988; Данукалова и др., 2000, 2001, Danukalova et al., 2002]. В 2004 г. Е.М. Осиповой дополнительно были отобраны образцы для изучения малакофауны [Осипова, 2009в].

Основной целью данной статьи стало обобщение результатов изучения фауны четвертичных моллюсков местонахождения Горново.

Материал и методика

Образцы для малакологических исследований отбирались совместно с териологическими пробами. В общем, было промыто 225 л породы из отложений бельского горизонта (Горново III, сл. 5), 3360 л породы из табулдинского горизонта (Горново II и Па, сл. 2 и 3) и 620 л осадка из табулдинского горизонта (Горново Па, сл. 2). Дополнительно отдельные образцы для малакологических исследований были взяты из бельского горизонта (Горново III, слой 4; Горново II, слой 6) и верхнего неоплейстоцена — табулдинский (Горново II, слои 2 и 3; Горново I, слой 7) и кудашевский горизонты (Горново I, слои 2, 5, 6; Горново II, слой 10). В лабораторных условиях раковины моллюсков отбирались из концентрата, полученного после промывки, далее пробы разбирались по видам при помощи бинокля МБС 10. Видовые определения моллюсков были сделаны согласно работам В.И. Жадиной [1952], Б.М. Логвиненко, Я.И. Старобогатова [1968], И.М. Лихарева, Е.С. Раммельмейер [1952], А.А. Шилейко [1978, 1984], А.А. Шилейко, И.М. Лихарева [1986], И.М. Хохуткина и др. [2009]. Систематика приведена по [Falkner et al., 2002].

Палеонтологическая коллекция раковин моллюсков зарегистрирована и хранится в Институте геологии УНЦ РАН.

Характеристика комплексов моллюсков

Всего из местонахождения Горново было определено 2911 раковин моллюсков. Наиболее многочисленны находки из отложений табулдинского горизонта.

Малакокомплекс из бельского горизонта (Горново II, слой 6 и Горново III, слой 4) приурочен к серовато-синим глинам и косослоистым тонкозернистым пескам мощностью до 4,95 м. Было определено 94 раковины, принадлежащих 13 видам и 11 родам: *Viviparus* sp., *Valvata pulchella* Studer, *Lymnaea palustris* (Müll.), *Planorbis planorbis* (L.), *Anisus spirorbis* (L.), *Gyraulus laevis* (Alder), *Succinella oblonga* (Drap.), *Vallonia tenuilabris* (Al. Br.), *Pupilla muscorum* (L.), *Sphaerium rivicola* Lam., *S. corneum* L., *Pisidium amnicum* (Müll.), *P. supinum* A. Schm. (Табл.).

Комплекс моллюсков табулдинского горизонта (Горново I, слой 7; Горново II, слои 2–3) был промыт из тонкослоистых, алевритистых и илистых суглинков синевато-серого цвета и глины темно-серого или коричневого цвета с остатками растений, общей мощностью до 2,65 м. Из этих отложений было определено 2557 раковин, принадлежащих 16 видам из 15 родов: *Bithynia* sp., оперкулум *Bithynia* cf. *trochellii* (Paasch), оперкулум *B.* cf. *tentaculata*

(L.), *Valvata antiqua* (Sow.), *Lymnaea palustris* (Müll.), *Planorbis planorbis* (L.), *Anisus spirorbis* (L.), *Bathymphalus contortus* (L.), *Gyraulus laevis* (Alder), *Succinella oblonga* (Drap.), *Oxyloma elegans* (Risso), *Vallonia tenuilabris* (Al. Br.), *Pupilla muscorum* (L.), *Discus ruderatus* (Fer.), *Pseudotrichia rubiginosa* (A. Schm.), *Sphaerium rivicola* Lam., *Pisidium amnicum* (Müll.) (Табл.).

Комплекс моллюсков кудашевского горизонта (Горново I, слой 2, 5, 6; Горново II, слой 1) был отобран из плотных суглинков буровато-коричневого цвета с линзами галечника и песка с прослойками синевато-серой глины, общей мощностью до 15 м. Всего было определено 159 раковин, принадлежащих 7 видам из 7 родов: *Pyrgohydrobia* cf. *eichwaldiana* Golikov et Starobogatov, *Pyrgula conus* (Eichwald), *Anisus spirorbis* (L.), *Succinella oblonga* (Drap.), *Vallonia tenuilabris* (Al. Br.), *Pupilla muscorum* (L.), *Pseudotrichia rubiginosa* (A. Schm.), *Dreissena polymorpha* (Pall.) (Табл.). Раковины *Dreissena polymorpha* и *Pyrgohydrobia* cf. *eichwaldiana* Golikov et Starobogatov и *Pyrgula conus* (Eichwald) переотложены из отложений верхнего акчагыла (гелазий).

Для подсчета процентного соотношения видов в комплексах за 100% было принято суммарное количество всех раковин в образце.

Пресноводные моллюски доминируют в малакокомплексе бельского горизонта (доля каждого вида в комплексе показана в скобках): *Sphaerium rivicola* (17%), *Pisidium amnicum* (12%), *P. supinum* (9%), *Gyraulus laevis* (9%), *Viviparus* sp. (9%), *Anisus spirorbis* (8%), *Planorbis planorbis* (4%), *Valvata pulchella* (4%), *Lymnaea palustris* (3%), *Sphaerium corneum* (1%). Наземные моллюски: *Succinella oblonga* (13%), *Vallonia tenuilabris* (7%), *Pupilla muscorum* (1%).

Разнообразные виды пресноводных моллюсков преобладают и в малакокомплексе табулдинского горизонта: *Gyraulus laevis* (32%), *Anisus spirorbis* (15%), *Lymnaea palustris* (8%), *Planorbis planorbis* (0,6%), оперкулум *Bithynia* cf. *trochellii* (0,3%), *Bathymphalus contortus* (0,1%), *Pisidium amnicum* (0,1%), *Valvata antiqua* (1%), *Bithynia* sp. (0,03%), *Sphaerium rivicola* (0,03%), наземные моллюски представлены *Oxyloma elegans* (13%), *Succinella oblonga* (11%), *Vallonia tenuilabris* (11%), *Pupilla muscorum* (7%), *Pseudotrichia rubiginosa* (1%), *Discus ruderatus* (0,03%).

Малакокомплекс кудашевского горизонта отличается от предыдущих тем, что в его составе доминируют наземные моллюски *Succinella oblonga*, *Vallonia tenuilabris*, *Pupilla muscorum*, *Pseudotrichia rubiginosa*. Пресноводные моллюски представлены только одним видом *Anisus spirorbis* (0,6%).

Описывая раковины наземных моллюсков родов *Pupilla* и *Vallonia* из малакокомплексов бельского (теплый интервал), табулдинского (теплый интервал) и кудашевского (холодный интервал)

возраста, следует отметить, что раковины не различаются по размерам и морфологии, что косвенно свидетельствует об относительно благоприятной и постоянной среде обитания этих видов.

Ниже приводятся описания видов, которые были собраны в массовом количестве и хорошо сохранились в ископаемом состоянии.

Анализ систематического состава

Lymnaea. Раковины *Lymnaea palustris* массово присутствуют в отложениях табулдинского горизонта, сохранились в основном ювенильные формы (средняя высота раковины — 10 мм, ширина раковины — 5 мм). Раковина спирально-конической формы, покрыта тонкой штриховкой. Оборотов 5, они слабо выпуклые, разделены неглубоким швом. Последний оборот расширенный, практически в два раза больше завитка. Завиток острый. Устье овальной формы наверху заостренное, края устья тонкие (средняя высота устья — 5,5 мм, ширина устья — 3,5 мм). На колумеллярном крае наблюдается отворот белого цвета, который полностью закрывает пупок [Жадин, 1952, с. 173, фиг. 72; Ložek, 1964, p. 175, Table 3, Fig. 4, 6; De Nederlandse zoetwatermollusken, 1998, p. 131, Fig. 238, 239].

Planorbis. Раковина *Planorbis planorbis* спирально-завитая, покрыта тонкой штриховкой (средняя высота раковины — 2 мм, ширина раковины — 5 мм). Оборотов 4–5; они сверху выпуклые, снизу — плоские, разделены глубоким швом. На последнем обороте есть киль, который не виден сверху раковины, но хорошо заметен снизу и со стороны устья раковины. Устье округлое, немного вытянутое и угловатое снизу, края устья соприкасаются [Жадин, 1952, с. 182, фиг. 85; Даниловский, 1955, с. 104, табл. 10, фиг. 273–275; Ložek, 1964, p. 181, Table 4, Fig. 1 a, b, c; De Nederlandse zoetwatermollusken, 1998, p. 155, Fig. 337–340, 367].

Anisus. Род представлен только одним видом *Anisus spirorbis*, который легко диагностируется и четко отличается от других видов. Раковина спиральнозавитая, покрыта тонкой штриховкой (средняя высота раковины — 1,5 мм, ширина раковины — 4 мм). Оборотов 5–5,5; они выпуклые, но с нижней стороны немного уплощенные, разделены глубоким швом. Последний оборот немного шире предпоследнего с едва заметным килем по нижнему краю. Устье округлое с оттянутым верхним краем, края устья немного утолщены [Жадин, 1952, с. 185, фиг. 90; Даниловский, 1955, с. 105, табл. 10, фиг. 286–288; Ložek, 1964, p. 183; De Nederlandse zoetwatermollusken, 1998, p. 147, Fig. 297–299].

Gyraulus. Раковина *Gyraulus laevis* спирально-завитая, тонко исчерченная (средняя высота рако-

вины — 1 мм, ширина раковины — 3,5 мм). Оборотов 4–4,5; они округлые, быстро нарастающие, разделенные глубоким швом. Последний оборот практически в два раза шире предпоследнего, киль нет. Устье округло-овальное, верхний край немного оттянут в сторону [Жадин, 1952, с. 191, фиг. 100; Даниловский, 1955, с. 107, табл. 11, фиг. 319–323; Ložek, 1964, p. 188, Table 5, Fig. 2 a, b, c; De Nederlandse zoetwatermollusken, 1998, p. 154, Fig. 324–326, 362].

Succineidae. В отложениях раковины сохраняются достаточно хорошо, отобраны в массовом количестве. Раковина *Succinella oblonga* овальной формы, с тонкой и равномерной штриховкой (средняя высота раковины — 7 мм, ширина — 3 мм). Оборотов 3,5, они округлые и разделены неглубоким швом, последний оборот почти в два раза больше, чем первый. Устье овальной формы, сверху заостренное, внутренний край устья отвернут на последний оборот раковины, края тонкие (средняя высота устья — 4 мм, ширина устья — 2,5 мм), пупок закрыт.

Раковины вида *Oxyloma elegans* имеют овальную форму и отличаются от предыдущего вида более крупными размерами (средняя высота раковины — 10 мм, ширина раковины — 6 мм). Оборотов 3, они покрыты тонкой штриховкой, разделены глубоким швом. Последний оборот сильно вытянутый, завиток короткий. Устье раковины овальное, заостренное сверху, оттянуто вниз, края устья тонкие (средняя высота устья — 6 мм, ширина устья — 4 мм), пупок закрыт.

Эти два вида достаточно четко отличаются друг от друга по форме раковины, количеству оборотов и форме устья [Лихарев, Раммельмейер, 1952, с. 121–123, фиг. 28–30, 32; Даниловский, 1955, с. 86–87, табл. 5, фиг. 83–90, 93, 96–99, 101, 103–109; Ložek, 1964, p. 230–231, Table 12, Fig. 3–4, 7–9; Шилейко, Лихарев, 1986, с. 200–202, фиг. 1; с. 204–207, фиг. 5; с. 223–225, фиг. 23; Sysoev, Shileyko, 2009, Fig. 5, 6].

Vallonia. В отложениях раковины сохраняются хорошо. Раковина *Vallonia tenuilabris* спирально-завитая, покрыта тонкой штриховкой (средняя высота раковины — 1,5 мм, ширина раковины — 3 мм). Оборотов 3,5, они округлые и разделены глубоким швом, последний оборот более широкий, чем предыдущие, и у устья немного опущен вниз. Устье округлое, края устья тонкие и немного отвернуты, губы нет. Пупок широкий и открытый [Лихарев, Раммельмейер, 1952, с. 166, фиг. 78; Даниловский, 1955, с. 88, табл. 6, фиг. 125–127; Ložek, 1964, p. 223, Table 10, Fig. 1 a, e, c; Шилейко, 1984, с. 169; Sysoev, Shileyko, 2009, Fig. 16 E].

Pupilla. Раковины хорошо сохраняются в ископаемом состоянии. Род представлен одним видом

Таблица

Стратиграфическое и фактическое распространение моллюсков
в местонахождении Горново

№	Виды	Горизонт Разрез Слой	Бельский		Табулдинский			Кудашевский					
			II	III	I	II		I			II		
			6	4	7	2	3	2	5	6	1		
1.	<i>Viviparus</i> sp.		9										
2.	<i>Bithynia</i> sp.					1							
3.	оперкулюм <i>Bithynia</i> cf. <i>troscelii</i> Paasch, 1842				4	2							
4.	оперкулюм <i>Bithynia</i> cf. <i>tentaculata</i> (Linnaeus, 1758)				1								
5.	<i>Pyrgohydrobia</i> cf. <i>eichwaldiana</i> Golikov et Starobogatov, 1966							5					
6.	<i>Pyrgula conus</i> (Eichwald, 1838)							1					
7.	<i>Valvata pulchella</i> Studer, 1820		4										
8.	<i>Valvata antiqua</i> Sowerby, 1852					1							
9.	<i>Lymnaea palustris</i> (Müller, 1774)		3	5	5	200							
10.	<i>Planorbis planorbis</i> (Linnaeus, 1758)		4	2	2	12							
11.	<i>Anisus spirorbis</i> (Linnaeus, 1758)		8	100	58	243		1					
12.	<i>Bathyomphalus contortus</i> (Linnaeus, 1758)			1	1	2							
13.	<i>Gyraulus laevis</i> (Alder, 1838)	1	8	50	500	300							
14.	<i>Succinella oblonga</i> (Draparnaud, 1801)	1	11	100	100	100	4	83	9	4			
15.	<i>Oxyloma elegans</i> (Risso, 1826)			100	100	140							
16.	<i>Vallonia tenuilabris</i> (Al. Braun, 1842)	5	2	100	100	94	30	1					
17.	<i>Pupilla muscorum</i> (Linnaeus, 1778)		1	50	50	100	7						
18.	<i>Discus ruderratus</i> (Ferussac, 1821)					1							
19.	<i>Pseudotrichia rubiginosa</i> (Rossmässler, 1838)			2	2	24	1					2	
20.	<i>Sphaerium rivicola</i> (Lamarck, 1818)		16			1							
21.	<i>Sphaerium corneum</i> (Linnaeus, 1758)		1										
22.	<i>Pisidium amnicum</i> (Müller, 1774)	2	9	1	1	1							
23.	<i>Pisidium supinum</i> Schmidt, 1861		9										
24.	<i>Dreissena polymorpha</i> (Pallas, 1771)						11						
	Всего:	9	85	511	924	1122	59	85	9	6			

Pupilla muscorum, у которого раковины овально-цилиндрической формы, мелко и равномерно покрыты штриховкой (средняя высота раковины — 3,5 мм, ширина раковины — 2 мм). Оборотов $5\frac{3}{4}$ –6, они выпуклые, разделены неглубоким швом. Устье полукруглое с отвернутой и хорошо развитой губой (средняя высота устья — 1,2 мм, ширина устья — 1,0 мм); на палатальном крае наблюдается небольшое «сужение». В устье находится один парие-тальный зуб. Пупок маленький и узкий [Лихарев, Раммельмейер, 1952, с. 146, фиг. 59; Даниловский, 1955, с. 96, табл. 7, фиг. 177–182; Ložek, 1964, p. 215, Table 9, Fig. 1, 7; Шилейко, 1984, с. 185–186, фиг. 97, 6–10, 101; Sysoev, Shileyko, 2009, Fig. 18 I].

Pseudotrichia. Раковина вида *Pseudotrichia rubiginosa* спиральнозавитая, с тонкой штриховкой на поверхности (средняя высота раковины — 2 мм, ширина раковины — 4,5 мм). Оборотов 4,

они округлые, медленно нарастающие, разделенные глубоким швом. Последний оборот не опущен, сверху немного угловатый, а снизу округлый. Устье округлое, края устья тонкие, с нижней стороны край немного отвернут. Пупок широкий, немного прикрыт колумеллярным краем устья [Лихарев, Раммельмейер, 1952, с. 439, фиг. 364; Даниловский, 1955, с. 81, табл. 3, фиг. 46–48; Ložek, 1964, p. 215, Table 25, Fig. 2 a, b, c; Sysoev, Shileyko, 2009, Fig. 130 C].

Sphaerium. Раковина *Sphaerium rivicola* округло-овальной формы, покрытая линиями нарастания. Макушка широкая, расположена практически посередине створки. Передняя часть раковины сужена, задняя часть раковины широкая (средняя длина раковины — 9 мм, ширина раковины — 7 мм) [Жадин, 1952, с. 319, фиг. 285; Даниловский, 1955, с. 121, табл. 15, фиг. 460–462; Ložek, 1964, p. 323;

De Nederlandse zoetwatermollusken, 1998, p. 224, Fig. 521, 607, 608].

Pisidium. Раковина *Pisidium amnicum* овальной формы, немного вытянутая, покрыта линиями нарастания. Макушка широкая, мало выступающая. Передняя часть раковины удлинённая, задняя — короткая. Средняя длина раковины — 6 мм, ширина раковины — 5 мм [Жадин, 1952, с. 327, фиг. 295; Даниловский, 1955, с. 123, табл. 19, фиг. 486–488; Ložek, 1964, p. 325, Table 31, Fig. 5 a, b, c; De Nederlandse zoetwatermollusken, 1998, p. 207, Fig. 505, 536, 548, 549].

Палеоэкологические интерпретации

Анализ данных по экологической характеристике выявленных видов моллюсков позволил восстановить условия их среды обитания в бельское, табулдинское и кудашевское время.

Малакокомплекс бельского горизонта состоит из наземных моллюсков *Succinella oblonga*, *Vallonia tenuilabris* и *Pupilla muscorum*, предпочитающих увлажнённые биотопы, моллюски часто встречаются по берегам водоёмов. Пресноводные моллюски этого комплекса в большинстве своём обитали в водоёмах со слабым течением (*Sphaerium*, *Pisidium*), у кромки воды или на небольшой глубине (*Gyraulus*, *Viviparus*, *Anisus*, *Planorbis*, *Valvata*, *Lymnaea*).

Наземные моллюски табулдинского малакокомплекса являются типичными обитателями увлажнённых биотопов. Моллюски жили непосредственно около воды, на влажной почве или на околородной растительности: *Oxyloma*, *Succinella*, *Vallonia*, *Pupilla*, *Discus*, *Pseudotrichia*. Пресноводные моллюски обитали в прибрежной зоне водоёма с застойным или слабо текучим водным режимом, с илистым дном и густой водной растительностью: *Gyraulus*, *Anisus*, *Lymnaea*, *Planorbis*, *Bithynia*, *Bathymphalus*, *Valvata*, *Pisidium*, *Sphaerium*. Повышенное количество экземпляров наземных и пресноводных моллюсков указывает на тёплый влажный климат того времени.

Наземные моллюски кудашевского комплекса жили вблизи водоёмов: *Succinella*, *Vallonia*, *Pupilla*, *Pseudotrichia*, пресноводные моллюски рода *Anisus* обитали на прибрежной растительности и в местах со слабым течением.

Сопоставление с комплексами моллюсков других территорий

Раковины наземных и пресноводных моллюсков из отложений бельского горизонта на территории Южного Урала были встречены в местонахождениях Султанаево, Климовка, Воеводское и Гуровка [Яхимович и др., 1983, 1987; Danukalova et al., 2002,

Данукалова и др., 2006; Осипова, 2009б; Osipova, Danukalova, 2011]. На территории Урала и Зауралья Л.И. Крыловой было определено 16 пресноводных видов моллюсков [Стефановский, 2006]. На Русской равнине в лихвинских отложениях (аналог бельского горизонта) было описано 12 наземных и 48 пресноводных видов моллюсков [Даниловский, 1955; Москвитин, 1976; Мотуз, 1973; Agadjanian, Kondrashov, 2011].

Моллюски из табулдинских отложений на территории Южноуральского региона известны из местонахождений Новобелокатай, Утеймуллино, Басурмановка, Нижнебиккузино, Карламан, Кабаково. Было описано 13 наземных и 21 пресноводных видов моллюсков [Danukalova et al., 2002, Данукалова и др., 2007; Осипова, 2009а; Osipova and Danukalova, 2011]. Всего 3 вида (*Succinella oblonga*, *Gyraulus acronicus* Fér. и *Anisus* sp.) описаны из коррелятивных отложений Урала и Зауралья [Стефановский, 2006]. По данным И.В. Даниловского [1955], в ленинградских отложениях (аналог табулдинского горизонта) Русской равнины описано 10 видов пресноводных моллюсков. Малакокомплекс, состоящий из 6 видов наземных моллюсков, найден в каргинских отложениях местонахождения Большой Нарын (Предбайкалье) [Sato et al., 2014; Danukalova et al., 2015].

Моллюски были встречены в кудашевских отложениях из местонахождений Утеймуллино, Басурмановка, Нижнебиккузино, Таналык, Акбута, Ябалаково. Всего описано 16 наземных и 25 пресноводных видов [Данукалова, Морозова, 2004; Danukalova et al., 2002, Данукалова и др., 2007; Осипова, 2009а, б; Osipova and Danukalova, 2011]. Всего 4 наземных и 24 пресноводных вида моллюсков было описано на территории Урала и Зауралья [Стефановский, 2006]. И.В. Даниловский [1955] указал 7 наземных и 7 пресноводных видов для Русской равнины.

Заключение

В конце бельского межледникового по палинологическим и фаунистическим данным отмечены прохладные условия, комплекс моллюсков представлен только пресноводными видами, которые заселяли речные бассейны и обитали на прибрежной растительности.

Массовые находки раковин наземных и пресноводных моллюсков в отложениях табулдинского возраста указывают на тёплый и влажный климат. В основном пресноводные моллюски заселяли озера и пойменные водоёмы, наземные моллюски жили в основном на прибрежной растительности или вблизи водоёмов в биотопах с повышенной влажностью.

В кудашевское время климат стал холоднее и суше. Пресноводные и наземные моллюски представлены редкими, но широко распространенными видами.

Литература:

Даниловский И.В. Опорный литолого-стратиграфический разрез отложений скандинавского оледенения Русской равнины и руководящие четвертичные моллюски. — М.: Госгеолтехиздат, 1955. — 202 с.

Данукалова Г.А., Морозова Е.М. Наземные и пресноводные моллюски позднего неоплейстоцена территории Башкортостана // Эколого-функциональні та фауністичні аспекти дослідження моллюсків, їх роль у біоіндикації тану навколишнього середовища. Збірник наукових праць. — Житомир: Видавництво «Волинь», 2004. — С. 46–48.

Данукалова Г.А., Яковлев А.Г., Котов В.Г. Возраст, биостратиграфия и археология озерных отложений вторых надпойменных террас рек Южного Предуралья // Геологический сборник. № 1 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 2000. — С. 69–72.

Данукалова Г.А., Яковлев А.Г., Котов В.Г. Палеолитическое местонахождение Горнова: проблемы возраста // Проблемы первобытной культуры. — Уфа: Гилем, 2001. — С. 187–189.

Данукалова Г.А., Яковлев А.Г., Алимбекова Л.И., Морозова Е.М., Еремеев А.А. Стратотип климовского горизонта в Южном Предуралье и новые местонахождения в стратотипической местности (Климовка I, II, III) // Геологический сборник № 5 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. — С. 53–66.

Данукалова Г.А., Яковлев А.Г., Алимбекова Л.И., Морозова Е.М. Новые местонахождения квартера Южного Предуралья (Утеймуллино I, II, III) // Геологический сборник № 6 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. — С. 40–54.

Жадин В.И. Моллюски пресных вод СССР. — М., Л.: Изд-во АН СССР, 1952. — 376 с. — (Определители по фауне СССР. Тр. ЗИН АН СССР; Т. 46).

Лихарев И.М., Раммельмейер Е.С. Наземные моллюски фауны СССР. — М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1952. — 512 с. (Определители по фауне СССР, издаваемые зоологическим Институтом АН СССР; Т. 43).

Логвиненко Б.М., Старобогатов Я.И. Тип Моллюски. Mollusca // Атлас беспозвоночных Каспийского моря / Под ред. Я.А. Бирштейна и др. — М.: Пищевая промышленность, 1968. — С. 308–386.

Москвитин А.И. Опорные разрезы плейстоцена Русской равнины. — М.: Наука, 1976. — 203 с.

Мотуз В.М. Континентальные моллюски из среднеплейстоценовых отложений Белоруссии и смежных регионов // Материалы по палеогеографии и геохимии антропогена Белоруссии. — Минск: Наука и техника, 1973. — 168 с.

Осипова Е.М. Характеристика позднеплейстоцен-голоценовых моллюсков Южноуральского региона // Геологический сборник № 8 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис. — 2009а. — С. 49–54.

Осипова Е.М. Этапы формирования четвертичной малакофауны Южноуральского региона // Стратиграфия. Геол. корреляция. — 2009б. — Т. 17, № 6. — С. 109–112.

Осипова Е.М. Моллюски плейстоцена и голоцена Южноуральского региона: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук / ПИН РАН. — М., 2009в. — 26 с.

Попова-Львова М.Г. Остракоды из опорных разрезов Башкирского Предуралья Чуй-Атасево и Горнова // Некоторые вопросы биостратиграфии, палеомагнетизма и тектоники кайнозоя Предуралья / Под ред. М.А. Камалетдинова, В.Л. Яхимович. — Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1988. — С. 24–61.

Стефановский В.В. Плиоцен и квартал Восточного склона Урала и Зауралья. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. — 223 с.

Хабибуллина Г.А. Плейстоценовые моллюски разреза Горново (Башкирское Предуралье) // История древних озер: Тез. докл. на VII симпозиуме по истории озер. — Л.: Изд-во Геогр. Об-ва СССР, 1986. — С. 146–147.

Хохуткин И.М., Винарский М.В., Гребенников М.Е. Моллюски Урала и прилегающих территорий. Семейство Прудовиковые Lymnaeidae (Gastropoda, Pulmonata, Lymnaeiformes). — Екатеринбург: Гошицкий, 2009. — Ч. 1. — 162 с.

Шилейко А.А. Наземные моллюски надсемейства Helicoidea. — Л.: Наука, 1978. — 384 с. — (Фауна СССР. Моллюски. Т. 3; Вып. 6).

Шилейко А.А. Наземные моллюски подотряда Pupillina (Gastropoda, Pulmonata, Geophila). — Л.: Наука, 1984. — 399 с. — (Фауна СССР. Моллюски. Т. 3; Вып. 3).

Шилейко А.А., Лихарев И.М. Наземные моллюски семейства янтарок (Succineidae) фауны СССР // Сборник трудов зоологического музея МГУ. Т. 24. — М.: Изд-во МГУ, 1986. — С. 197–239.

Шокуров А.П., Бадер О.Н. Палеолитическое местонахождение на р. Белой // Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Вып. 5 / Под ред. Г.В. Вахрушева, В.Л. Яхимович. — Уфа: БФАН СССР, 1960. — С. 139–144.

Щербакова Т.И. Палеолит Южного и Среднего Урала (к вопросу о характерах и связях уральского палеолита): Автореф. дис. ... канд. ист. наук / ЛО ИА АН СССР. — Л., 1986. — 25 с.

Яхимович В.Л. Антропогеновые отложения Южного Урала // Антропоген Южного Урала / Под ред. В.Л. Яхимович. — М.: Наука, 1965. — С. 36–53.

Яхимович В.Л., Немкова В.К., Сулейманова Ф.И., Попова-Львова М.Г., Сиднев А.В., Чепалыга А.Л., Петренко А.Г., Ахлестина Е.В., Молоткова Л.Г., Зигангиров З.С., Алимбекова Л.И., Коблов В.А. Фауна и флора плиоцена и плейстоцена (опорный разрез Султанаево — Юлушево). — М.: Наука, 1983. 152 с.

Яхимович В.Л., Немкова В.К., Сиднев А.В., Сулейманова Ф.И., Хабибуллина Г.А., Щербакова Т.И., Яковлев А.Г. Плейстоцен Предуралья. — М.: Наука, 1987. — 113 с.

Agadjanian A., Kondrashov P. Early middle Pleistocene mammalian and molluscan assemblages from the Novokhopersk locality (Don River basin, Russia) // Quaternary International. — 2011. — Vol. 231. — P. 10–21.

Danukalova G.A., Yakovlev A.G., Puchkov V.N., Danukalov K.N., Agadjanian A.K., van Kolfshoten Th., Eremeev A.A., Morozova E.M. Excursion Guide of the INQUA SEQS — 2002 Conference, 30 June e 7 July, 2002, Ufa, Russia (INQUA SEQS — 2002 Conference “The Upper Pliocene — Pleistocene

of the Southern Ural Region and its Significance for Correlation of Eastern and Western Parts of Europe”). – Ufa: Dauria Publishers, 2002. – P. 27–49.

Danukalova G., Osipova E., Khenzykhenova F., Sato T. Late Pleistocene (MIS 3) molluscs of the Bol'shoj Naryn Site (Baikal Region, East Siberia, Russia) // Quaternary International. – 2015. – Vol. 355. – P. 24–33.

Falkner G., Ripken T., Falkner M. Mollusques continentaux de France: Liste de Référence annotée et Bibliographie. – Paris, 2002. – 350 p.

Ložek V. Quartärmollusken der Tschechoslowakei. – Praha.: Herausgegeben von der Geologischen Zentralanstalt im Verlag der Tschechoslowakischen Akademie der Wissenschaften, 1964. – 374 p.

Nederlandse Fauna 2. De Nederlandse Zoetwatermollusken. Recente en fossiele weekdieren uit zoet en brak water

/ Redactie E. Gittenberger & A.W. Janssen. Nationaal Natuurhistorisch museum Naturalis KNNV uitgeverij – European Invertebrate survey – Nederland, 1998. – 288 p.

Osipova E., Danukalova G. Successions of Quaternary mollusc fauna in the easternmost continental Europe (the southern Urals, Russia) // Quaternary International. – 2011. – Vol. 231. – P. 44–49.

Sato T., Khenzykhenova F., Simakova A., Danukalova G., Morosova E., Yoshida K., Kunikita D., Kato H., Suzuki K., Lipina E., Medvedev G., Martynovich N. Paleoenvironment of the Fore-Baikal region in the Karginian interstadial: Results of the interdisciplinary studies of the Bol'shoj Naryn site // Quaternary International. – 2014. – Vol. 333. – P. 146–155.

Sysoev A., Shileyko A. Land Snails and Slugs of Russia and Adjacent Countries. – Sofia; Moscow: Pensoft Publishers, 2009. – 312 p.

Сведения об авторах:

Осипова Евгения Михайловна, Институт геологии Уфимского научного центра РАН (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: myrte@mail.ru

Данукалова Гузель Анваровна, Институт геологии Уфимского научного центра РАН (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: danukalova@ufaras.ru

CHARACTERISTIC OF THE MALACOCOMPLEXES OF THE PALEOLITHIC SITE GORNOVO (SOUTHERN FORE-URALS)

E. M. Osipova, G. A. Danukalova

Osipova Evgeniya Michailovna, Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: myrte@mail.ru

Danukalova Guzel Anvarovna, Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: danukalova@ufaras.ru

Abstract. A representative mollusc fauna attributed to the Middle and Late Neopleistocene has been found in the Gornovo Palaeolithic site (Southern Fore-Urals). The general stratigraphic division of the strata at the Gornovo site has been made owing to excavations realized during the previous field seasons. The “cultural layer” was correlated with the deposits of Tabulda Horizon which contains artefacts and numerous animal fossils. Cultural layer was dated (uncalibrated) as: 21280±550 (LE-145), 22660±125 (BashGI-35), 28800±124 (BashGI-36), 29700±1250 (H 1856/1287), 26950±560 (LU-3711), 26990±150 (LU-3712), ≥33670 (LU-3712). This paper focuses on the mollusc assemblage attributed to the Middle and Upper Neopleistocene deposits. Malacological investigations together with palynological and mammalian data permitted to reconstruct the main events which occurred during the first half of the Middle Neopleistocene (427–334 ka) and the second part of the Late Neopleistocene (around 34–11 ka) when the Upper Palaeolithic dwellers occupied this territory. At the beginning of the Middle Neopleistocene (Belaya time, 427–364 ka) molluscs inhabited the fluvial waters and at shores of the freshwater ponds. The artefacts found in the Tabulda deposits (Late Neopleistocene; 57–24 ka) are characteristic of the beginning of the Late Palaeolithic, a period that can be correlated with the last optimum of the middle Valdai (32–24 ka). Forest-steppe landscapes dominated during the second part of the Tabulda Interstadial. The numerous freshwater and terrestrial molluscs populated lakes and floodplain basins in the conditions which were somewhat cooler than modern environment existing in the Southern Fore-Urals. The Kudashevo period (24–11 ka) is correlated with the late Valdai period which was subjected to deep seasonal frost penetration. The accumulation of floodplain sediments in the Gornovo locality started at the same time as the flooding of the Belaya River valley. Slope processes were responsible for the accumulation of talus sediments (loess-like loam) which covered valley slopes. All these deposits form now the upper part of the first above-flood plain terrace. Climate was cold and dry. The assemblage of freshwater and terrestrial molluscs is represented by rare but widespread species. During the last glaciation the territory of the Southern Cis-Urals was not covered by glaciers, and it was the reason that the malacofauna here was as diversified as in the Russian plane.

Keywords: biostratigraphy, land and freshwater molluscs, Quaternary, Middle and Upper Neopleistocene, Southern Ural region.

II. ТЕКТОНИКА, СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

УДК 55(470.57), 551.243

В. М. Горожанин, Е. Н. Горожанина

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ЗОНЫ ТАШЛИНСКОГО ВЗБРОСО-НАДВИГА НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Аннотация. Рассмотрены особенности строения тектонической зоны Ташлинского разлома, маркирующего зону сочленения Предуральского прогиба и передовой складчатости Южного Урала. Показано, что Ташлинский разлом представляет собой зону сложного строения, сформированную позднепалеозойским взбросо-надвигом с последующими блоковыми движениями на неотектоническом этапе. Приводятся данные о наличии твердых битумов в известняках всячего крыла, свидетельствующие о миграции углеводородных флюидов.

Ключевые слова: Южный Урал, Предуральский прогиб, взброс, сдвиг, надвиг, сейсмический профиль, углеводородный флюид, каменноугольные известняки, пермский флиш.

Строение зоны сочленения Предуральского прогиба и передовой складчатости Южного Урала до сих пор вызывает дискуссии у геологов. В связи с расширением области поисков углеводородов изучение строения восточной части Предуральского прогиба представляет также и практический интерес. На Южном Урале одним из мест, где есть возможность изучать строение зоны контакта этих крупных структур в обнажениях, является район с. Макарово в Ишимбайском Приуралье.

Строение этой зоны отражено на геологических картах А.А. Богданова, Б.М. Келлера, И.И. Синицина. Оно рассмотрено в работах Н.С. Шатского, Ю.В. Казанцева и Т.Т. Казанцевой, Т.С. Ардашевой и А.Г. Ракитиной, А.А. Скрипия и Н.Г. Юнусова, В.Н. Пучкова и др.

На геологических картах и на сейсмических профилях зоне сочленения соответствует тектоническое нарушение, по которому совмещены шельфовые отложения девона и карбона с флишевыми толщами ранней перми. Разлом, выступающий в качестве фронтального между складчатой областью Башкирского мегантиклинория и Предуральским прогибом, имеет разные названия. Ранее он был выделен под названием Ташлинский взброс [Синицын, 1968] или взбросо-надвиг [Скрипий, Юнусов, 1989], позднее этот разлом был назван Арларовским или Ташлинским надвигом [Казанцев, 1984 и др.]. На поверхности зона разлома проявлена в виде пони-

жений рельефа — логов, долин ручьев и т. п., поэтому детали строения этого тектонического нарушения повсеместно скрыты от наблюдения. Это давало основание для различных мнений о его характере. Разлом рассматривался либо как крутой взброс, либо как пологий надвиг [Ларионов, 1996; Пучков, 2010].

Дискуссионным является также положение Ташлинского разлома на местности. По данным геологической съемки масштаба 1:200 000 [Синицын, 1968 г.], он проводился по субмеридиональному участку долины р. Сиказа по восточной окраине д. Макарово (рис. 1), на последующих картах масштаба 1:1 000 000 он либо проводится там же [Геологическая..., 2002], либо в пяти км западнее, под чехлом нижнепермских отложений [Геологическая..., 2013].

В ходе строительства новой автомобильной дороги Стерлитамак — Магнитогорск на участке у с. Макарово зона тектонического нарушения вскрыта придорожными выемками и частично стала доступной для наблюдения.

Описание зоны тектонического нарушения в обнажении

Непосредственный контакт известняков предположительно верхнего девона и нижнего карбона с нижнепермским флишем можно наблюдать в придорожных выработках строящейся дороги. Обнажение находится примерно в 6,5 км к югу от с. Макарово, в точке с координатам 53° 35' 43" с. ш. и 56° 35' 44" в. д., вблизи пересечения дорогой трассы

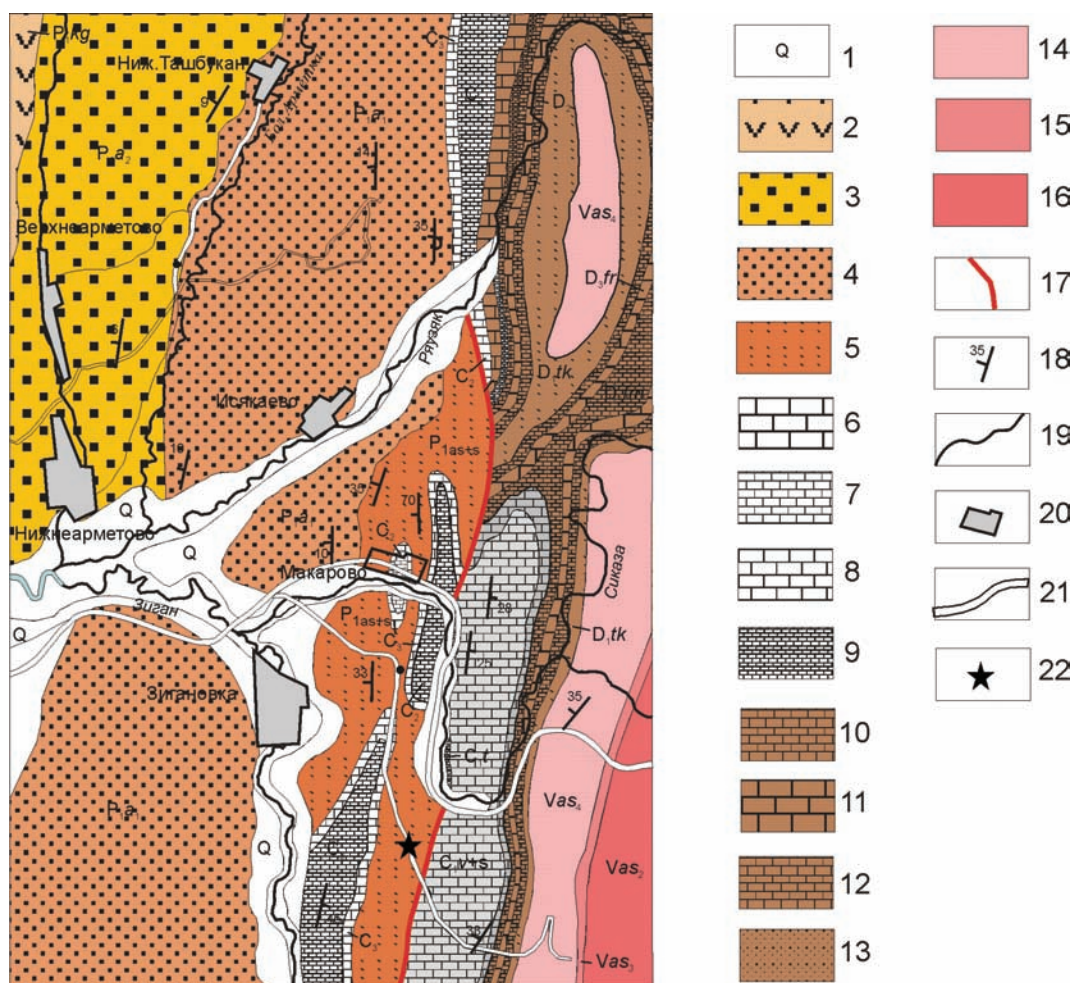


Рис. 1. Геологическое строение Ишимбайского Приуралья (фрагмент геологической карты N40-XXI масштаба 1:200 000, И.И. Сеницин, 1968 г.)

Условные обозначения: 1 — четвертичные отложения; 2–4 — нижняя пермь: 2 — кунгурский ярус (P_1k), гипсоносные осадки; 3–4 — артинский ярус (P_{1a1} , P_{1a2}), терригенные флишевые и молассовые осадки; 5 — ассельский и сакмарский ярусы (P_{1a+s}) терригенно-карбонатные флишевые осадки; 6, 7, 8, 9 — известняки верхнего (C_3), среднего (C_2) и нижнего (C_1 , C_{1v+s}) карбона; 10, 11, 12 — известняки верхнего (D_{2fm} , D_{2f}) и среднего (D_2) девона; 13 — песчаники такатинского горизонта нижнего девона ($D_{1e tk}$); 14, 15, 16 — ашинская свита верхнего протерозоя (Vas); 17 — разломы; 18 — элементы залегания; 19 реки; 20 — населенные пункты; 21 — дороги; 22 — точка наблюдения.

газопровода (рис. 2а). Тектонический контакт в этой точке выглядит как очень полого залегающий на-двиг (рис. 3). Впечатление это, однако, обманчиво, поскольку линия дороги пересекает контакт под острым углом (рис. 2б), и разрез вскрывает структуру в косом сечении (субпараллельно простиранию разлома).

К востоку от линии тектонического соприкосновения в карбонатной толще на протяжении около 170 м развита зона деструкции, представленная будинированными и смятыми в небольшие складки известняками, с плоскостями кливажа в разных направлениях. Восточнее, вблизи трассы газопровода, в рельефе выражено понижение, которое, вероятно, и представляет собой основную зону Ташлин-

ского разлома. В восточном борту этой долины придорожными выемками и трассой газопровода вскрыта толща интенсивно трещиноватых и раздробленных доломитов, а также кварцито-песчаников такатинского горизонта. Таким образом, общая ширина разломной зоны, включая зону трещиноватости, составляет около 500 м. Севернее, в долине р. Сиказы, положение разлома, вероятно, совпадает с участком ее меридионального течения. Общая ширина долины составляет здесь около 800 м. Вероятно, положение главной зоны тектонического нарушения совпадает с указанными долинами, а наблюдаемый в придорожных выемках непосредственный тектонический контакт связан с второстепенным, оперяющим разломом. Струк-

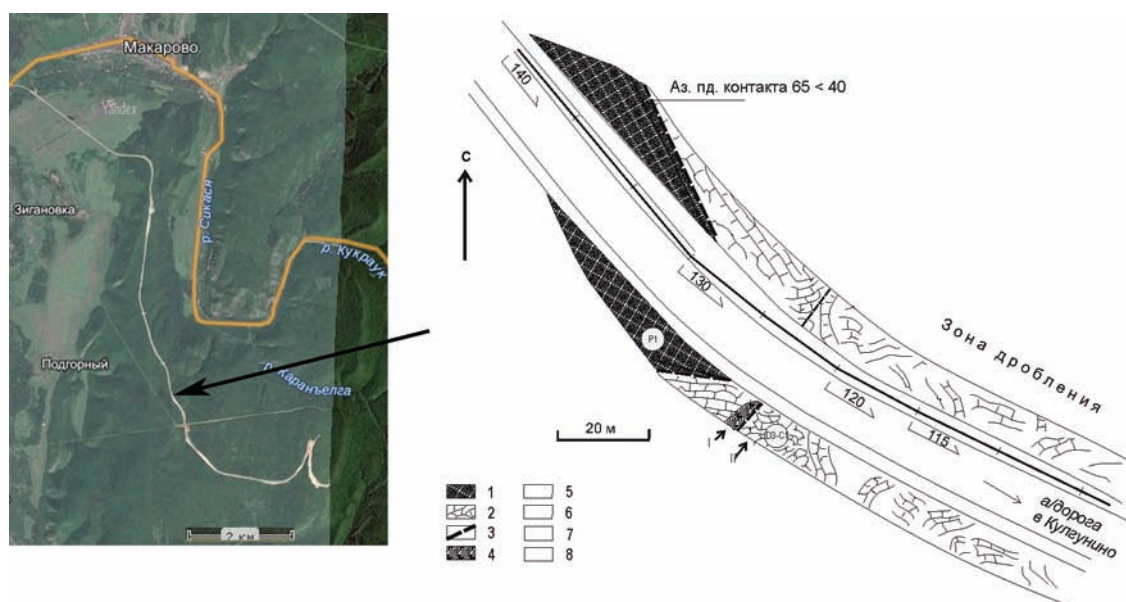


Рис. 2. Положение Ташлинского разлома на строящейся автодороге Стерлитамак – Магнитогорск в районе д. Макарово: а — на космоснимке; б — на местности в плане

Условные обозначения: 1 — флиш P_1 ; 2 — тектонизированные карбонаты D_3-C_1 , 3 — тектонические нарушения; 4 — зона выщелачивания, ожелезнения и развития кальцитовых прожилков

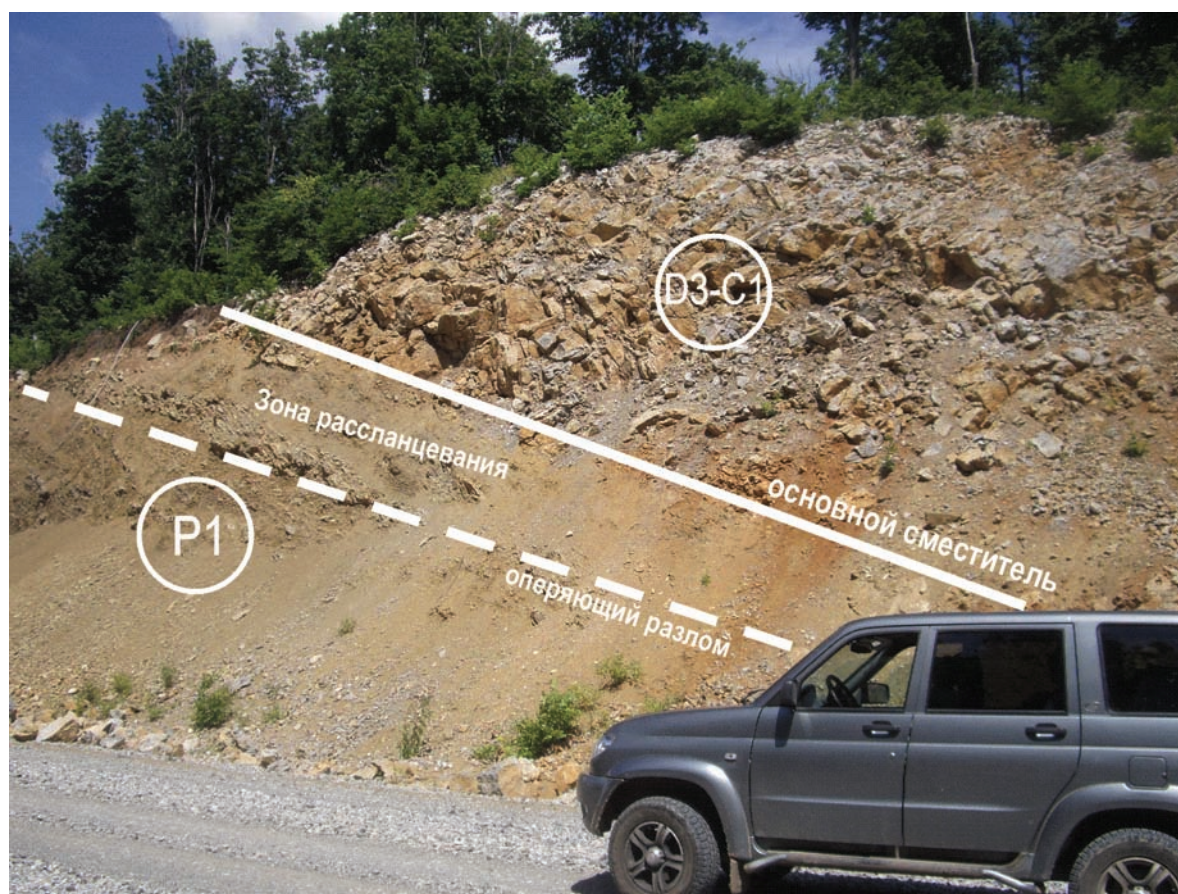


Рис. 3. Тектонический контакт известняков D_3-C_1 и нижнепермского флиша в северо-восточной выемке строящейся автодороги Стерлитамак – Магнитогорск в районе д. Макарово

турные параметры плоскости сместителя в наблюдаемом тектоническом нарушении из-за сильной раздробленности висячего крыла определить довольно сложно. Достоверно можно говорить только о субмеридиональном простирании тектонического шва, близком к азимуту $0-10^\circ$. Предполагаемое падение плоскости варьирует — $Аз\ 60-85^\circ \angle\ 45-55^\circ$. Полученные наблюдения показывают, что тип этого тектонического нарушения наиболее близок

к взбросо-надвику. Породы лежачего крыла, представленные толщей ритмично слоистых алевролитов и аргиллитов с линзами карбонатно-кремнистой породы, рассланцованы, рассечены многочисленными кальцитовыми прожилками. По литологическим признакам — отпечаткам следов нагрузок, характерных для флишевых толщ, в прилегающей к контакту пачке определяется перевернутое залегание $Аз\ 85^\circ \angle\ 45^\circ$ (рис. 4д).



Рис. 4. Особенности строения зоны Ташлинского тектонического нарушения

а — реликт углисто-глинистого прослоя среди карбонатных пород (контакт D_3-C_1) в зоне дробления; б — для сравнения — глинистый прослой Хангенбергского события в разрезе «Сиказа»; в — разнонаправленные зеркала и плоскости скольжения в известняках в восточном борту дорожной выемки; г — криволинейные поверхности скольжения на крупных будинах известняков («бараньи лбы») и зона с прожилками миграционного битума в карбонатах, западный борт дорожной выемки; д — следы нагрузки и язычки промоин течений на обратной поверхности напластования в породах нижнепермской флишевой толщи лежащего крыла; е — сеть кальцитовых прожилков, там же.

По описанному тектоническому нарушению совмещены флишевые отложения раннепермского возраста и каменноугольные карбонаты, широко распространенные в районе. В карбонатах заметно присутствие фаунистических остатков, в частности, гастропод. После проведения палеонтологических работ возможна более точная возрастная привязка. Поиск фаунистических остатков в известняках может быть затруднен из-за их сильной брекчированности, трещиноватости и развития других вторичных процессов. Пока можно отметить одно обстоятельство, которое может помочь в оценке возраста отложений. В 10–12 м к востоку от зоны контакта в ЮЗ выемке дороги среди светло-серых карбонатов можно наблюдать участок, выделяющийся более темным цветом. Темно-серую окраску ему придают жильные проявления твердого органического асфальтоподобного вещества типа пиробитума, а также реликты глинистого прослоя черного цвета мощностью около 20–25 см (рис. 4а). Точно такой же прослой черных аргиллитов описан в широко известном разрезе палеозойских отложений «Сиказа», находящемся в 2,5 км северо-восточнее данной точки (рис. 4б). В этом разрезе прослой черных аргиллитов связывают с Хангербергским событием, имеющим глобальное распространение. Палеонтологически оно хорошо датировано — приходится на границу девона и карбона. Поэтому можно предположить, что с нижнепермским флишем тектонически контактируют нижнекаменноугольные и, возможно, верхнедевонские известняки. В зоне тектонического нарушения наблюдаются брекчирование, дробление и трещиноватость, разнообразное залегание пород, наличие кливажа, плоскостей с зеркалами скольжения и криволинейных поверхностей крупных тектонических будин («бараньих лбов») (рис. 4в).

К северу от контакта в восточном борту дорожной выемки наблюдается пологое залегание пластов во флишевой толще $A_3 65^\circ \angle 20^\circ$. Флишевые осадки согласно перекрывают темно-серые толстослоистые известняки верхнего карбона, которые смяты в пологую антиклинальную складку с падением восточного крыла по $A_3 80^\circ \angle 10^\circ$. Среди перекрывающих алевро-аргиллитов и мергелей наблюдаются характерные зеленоватые (при выветривании — желтые) глинистые прослои туфового происхождения толщиной до 10 см. Севернее, в обнажениях флишевой толщи, наблюдаются прослои с оползневой складчатостью [Горожанин, Горожанина, 2011]. В целом толща флишевых осадков смята в более мелкие складки типа кик-бандов амплитудой несколько метров, с западными падениями более крутого крыла $A_3 260^\circ \angle 35^\circ$, общее залегание толщи пологое $A_3 90^\circ \angle 30^\circ$.

Вторичные изменения в зоне тектонического нарушения

Ритмичнослоистые алевро-аргиллиты в лежащем крыле надвига интенсивно рассланцованы. Видимая мощность зоны рассланцевания составляет 3–5 м. Ниже ее в породах сохранены первичные текстуры, включающие следы нагрузки, указывающие на перевернутое залегание (рис. 4д). Породы рассечены сетью кальцитовых трещин (рис. 4е).

Известняки в зоне тектонического нарушения брекчированы, будинированы и разбиты сетью кальцитовых жилков. В них развита зона интенсивного выщелачивания и зона цементации. Зона выщелачивания наблюдается в виде субвертикальной крутопадающей зоны шириной около трех метров. Она сложена карбонатными породами, выщелоченными до губчато-сетчатого состояния, когда объем вторичных пустот превышает 50% объема породы. В этой зоне интенсивно проявлена железистая охристость в виде массового развития гидрокислов железа (рис. 5а). Природа ее недостаточно понятна. Она может быть связана как с растворением вторичных доломитов в зоне дробления, так и с окислением пирита, каким-то образом связанного с формированием зоны выщелачивания. Зона цементации расположена в непосредственной близости с зоной выщелачивания, но не имеет отчетливых очертаний. Она представлена участками массового развития трещин (до 15–20 трещин на 1 dm^2), полностью залеченных вторичным кальцитом (рис. 5б). Внутри кальцитовых прожилков встречены также обрывки пиробитума и мелкие кристаллики флюорита сиреневого цвета. Рисунок распределения кальцитовых прожилков свидетельствует об их развитии в условиях разнонаправленных сил сжатия и растяжения — мелких сдвигов и оперяющих их трещин. Учитывая близкое соседство этой зоны с зоной выщелачивания, можно заключить, что в них отражаются две стороны одного процесса — карбонатное вещество растворялось и выносилось из зоны выщелачивания и откладывалось в виде кальцитовых жил в зоне цементации. Наличие прожилкового кальцита и флюорита свидетельствует о низкотемпературном гидротермальном механизме этого процесса.

Большая часть трещин залечена кальцитовыми прожилками, которые образуют густую сеть с рисунком, отражающим поле напряжений в сдвиговой структуре. Небольшая часть прожилков представлена пиробитумом — прогретым миграционным битумом, попавшим в зону тектонического нарушения по трещинам (рис. 5в, а также см. рис. 4г). Интенсивно развита доломитизация, присутствует окремнение. О достаточно высокой темпера-



Рис. 5. Вторичные изменения карбонатов висячего крыла Ташлинского взбросо-надвига

а — выщелоченные карбонаты и участок ожелезнения в западном борту дорожной выемки; б — массовое развитие кальцитовых прожилков (участок цементации) в восточном борту дорожной выемки; в — прожилки пиробитума в зоне дробления карбонатов висячего крыла, западный борт дорожной выемки; г — зона доломитизации и дробления (интенсивного развития субвертикальных кливажных трещин, аз падения кливажа $150^\circ \angle 70^\circ$) в 600 м восточнее точки наблюдения близ трассы газопровода.

туре преобразования пород в тектонической зоне свидетельствует индекс отражательной способности витринита, в данном случае определенный по прогретому миграционному битуму (пиробитуму), по которому получено среднее значение $R_a = 10,7$ (определение выполнено Г.Л. Беляевой в КамНИИКИГС, г. Пермь). Значение соответствует преобразованию органического вещества стадии МК-5 мезокатагенеза (ориентировочно палеотемпература $215\text{--}235^\circ\text{C}$) [Ермолкин, Керимов, 2012].

Интерпретация сейсмических данных

Полученные наблюдения дают возможность дополнить сведения о тектоническом строении зоны сочленения восточного борта Предуральяского прогиба и передовых складок Урала. Имеющиеся представления о ее строении показаны на моделях интерпретации двух сейсмических профилей —

Кулгунином профиле 1985 г. и профиле УРСЕЙС 1995 г. (рис. 6). Ташлинский разлом на этих моделях представлен либо взбросом (рис. 6а) с элементами блоковой тектоники, либо надвигом (рис. 6б), сливающимся на глубине с другими надвигами в единую зону скольжения и волочения — «детачмента»,

Важным элементом обоснования той или иной модели является определение времени тектонических движений. Прямых данных для этого нет. Предполагается, что формирование зоны передовой складчатости происходило в пермское время [Пучков 2000, 2010], поскольку индикаторной формацией, синхронной с образованием Уральской складчатости являются пермские флишевые отложения, наблюдаемые в висячем борту тектонического нарушения. Существуют также представления о более раннем возрасте Ташлинского нарушения, т.к. на разрезе к карте масштаба 1:1 000 000 показано перекрытие его нижнеперм-

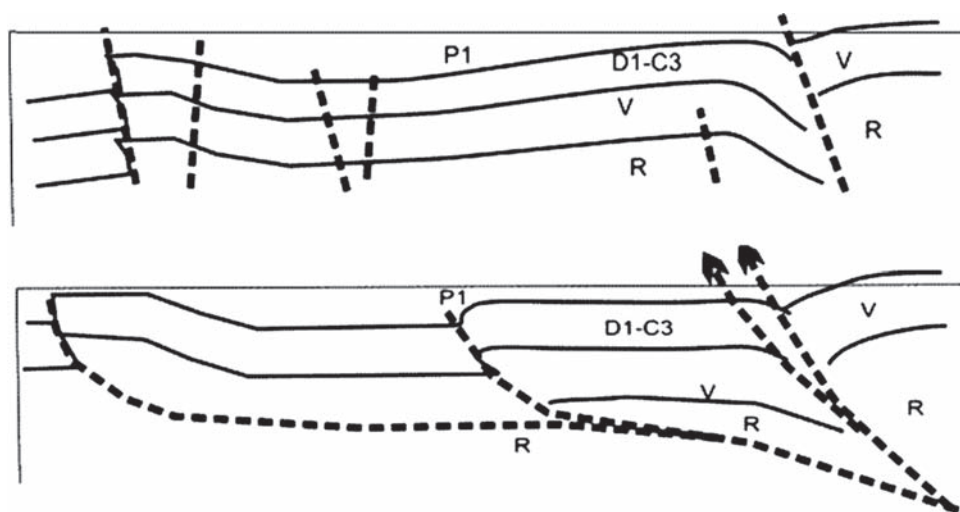


Рис. 6. Модели строения восточного борта Предуральского прогиба в районе Ташлинского разлома согласно интерпретации: а — Кулгунинского профиля [Ардашева, Ракитина, 1985 г.]; б — профиля УРСЕЙС-95 [Пучков, 2000, 2010]

ским флишем [Геологическая..., 2013]. Очевидно, это не так, поскольку флишевые отложения вовлечены в складчатость.

Мы полагаем, что основное время формирования Ташлинского нарушения было позднепермским, совпадающим с формированием орогенной молассы. Именно тогда могли формироваться структуры надвигового типа, которые предполагаются на сейсмических профилях. Попытки нарисовать эти структуры на сейсмических профилях, связав в единую непротиворечивую картину, встречают определенные трудности, которые, по нашему мнению, связаны с формированием зон дробления и трещиноватости во время повторного, неотектонического роста Уральского орогена. На сейсмических профилях эти зоны отражаются в виде субвертикальных плоскостей сместителей. Они свидетельствуют о картине блоковых движений в зоне сдвига во время неотектонических внутриматериковых движений [Копп, 2004]. Таким образом, результирующая картина отражающих площадок на профиле является весьма сложной и допускает разную интерпретацию. В нашем случае мы наблюдаем реликты первичного нарушения взбросо-надвигового типа и более позднюю зону дробления и трещиноватости. На местности ее можно видеть к востоку от места тектонического контакта на протяжении 500–800 м в виде понижений рельефа, а также в небольших редких обнажениях дорожных выемок строящейся дороги. Раздроблены как нижнекаменноугольные породы (рис. 7), так и девонские, в том числе кварцитопесчаники такатинского горизонта.

В нашем варианте интерпретации сейсмических данных (см. рис. 7) рассматривается существование двух систем тектонических нарушений:

1-я система — нарушения, падающие на восток. Считается, что они сливаются на глубине в единую поверхность срыва — детачмент, что на представленном фрагменте сейсмопрофиля неочевидно. Вероятно, они должны квалифицироваться как надвиги, образовавшиеся в позднепалеозойское время;

2-я система — крутые наклонные нарушения как восточного, так и западного падения, и субвертикальные нарушения. Они смещают слои и более ранние наклонные нарушения. Вероятно, это наиболее поздние подвижки, связанные с блоковыми движениями кристаллического фундамента во время неотектонического роста Уральского орогена.

На сейсмопрофиле также отмечается зона полной потери корреляции сейсмических отражений, она имеет вид двояковыпуклой линзы (на рис. 7 отмечена вопросительным знаком), здесь близко сходятся разновозрастные нарушения. Вероятно, она представляет собой зону, в которой вертикальные тектонические движения блоков наложились на более ранние надвиговые структуры. В результате зона пересечения разломов превратилась в зону сплошной деструкции. Ташлинский разлом представляет собой, таким образом, не единичный сместитель, а совокупность тектонических нарушений различного характера, группирующихся в единую зону. Наблюдаемые на поверхности две ассиметричные складки (амплитудой до 50 м) в известняках среднего — верхнего карбона в районе д. Макарово, описанные как принадвиговые [Ларионов, 1996], в данном случае отражают приразломную складчатость.

Общая последовательность тектонических событий, отраженных на рис. 7, следующая. На первом

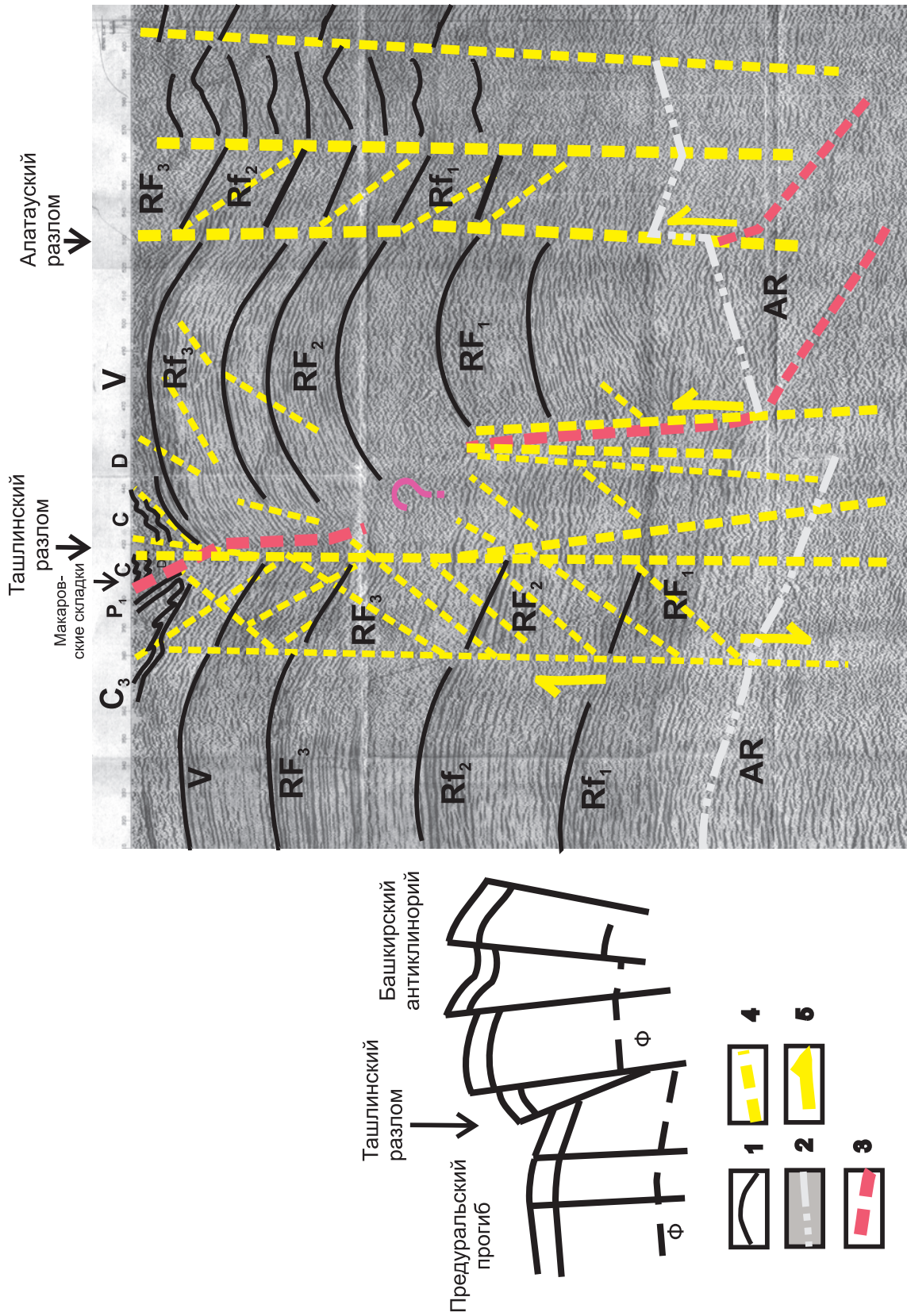


Рис. 7. Положение Ташлинского разлома на фрагменте Кулунинского сейсмического профиля (сейсмическая основа — по материалам ОАО БНГФ [Ардашева, Ракитина, 1985 г.]). Интерпретация В.М. Горожанина
 Условные обозначения: 1 — геологические границы; 2 — кристаллические границы; 3 — нарушения коллизионного этапа; 4 — нарушения неогетонического этапа; 5 — направления движения блоков; слева — модель.

этапе произошло формирование взбросо-надвига во время позднепалеозойского роста Уральского орогена. На втором этапе произошло нарушение сложившихся контактов, формирование зон деструкции и трещиноватости в результате блоковых подвижек фундамента, которое имело место на неотектоническом этапе роста Уральского орогена. Кинематика движений — снизу вверх, частично с западной вергентностью, обусловленной сдвиговой составляющей этих движений. Неотектоническому подъему блоков соответствует формирование врезных речных долин в позднеплиоценовой поверхности выравнивания, которая по геоморфологическим данным установлена в зоне, переходной между Предуральским прогибом и передовыми складками Урала [Зиняхина, 1968].

Значение полученных наблюдений для поисков УВ в зоне передовой складчатости

С аллохтонными частями надвигов в передовых складках Урала связывают известные газовые месторождения (Саратовско-Беркутовской зоны на юге Предуральского прогиба, Вуктыл на Приполярном Урале и некоторые другие). Проявление миграционных битумов в Ташлинской тектонической зоне показывает, что условия для генерации и возможного накопления углеводородов имелись и на этом участке передовой складчатости. Однако, в связи с близкоповерхностным залеганием аллохтонных (висячих) частей нарушений и отсутствием толщ, которые могли бы служить покрышками, вероятность обнаружения таких залежей минимальна. Вероятность поиска УВ в автохтонных комплексах также оценивается невысоко, т.к. весь опыт нахождения залежей в передовых складках показывает, что залежи, представленные преимущественно газом, имеются только в приподнятых частях нарушений, в автохтонных комплексах их пока не удалось обнаружить. Причиной, как показывает анализ тектонических движений в районе Ташлинского тектонического нарушения, является сильная нарушенность на неотектоническом этапе, когда ранее образованные залежи были расформированы.

Выводы

В районе д. Макарово при строительстве новой дороги, проходящей к югу от старого тракта Стерлитамак — Белорецк и коленообразного участка течения р. Сиказы, вскрыт тектонический контакт верхнедевонско(?)-нижнекаменноугольных известняков с нижнепермским флишем. Нарушение входит в зону Ташлинского разлома, маркирующего

зону сочленения Предуральского прогиба и передовой складчатости Южного Урала.

Ташлинский разлом представляет собой не надвиг, а взброс (взбросо-надвиг). Линейность нарушения на поверхности и крутое падение на сейсмических разрезах указывают на его сдвиговую природу. Внешне пологий вид тектонического контакта, более характерный для надвига, обусловлен пересечением оперяющих его ответвлений новой дорогой в косом сечении.

Наличие твердых битумов в известняках висячего крыла показывает, что, вероятно, к тому времени процесс прогрева нефтематеринских толщ и генерации самой нефти уже был осуществлен. Температуры прогрева (около 200 °С) указывают на завершение процессов нефтегенерации. При этих температурах может идти только газогенерация, однако для формирования залежей отсутствуют экранирующие толщи.

В висячем крыле в зоне контакта в результате процесса гидротермального выщелачивания формируются участки пород с высокой пористостью, которые, вероятно, могут быть коллекторами. С ними контактируют участки трещиноватых и раздробленных пород, все трещины которых залечены кальцитовыми прожилками. Очевидно, такие участки в определенных условиях на глубине могут иметь флюидоупорные свойства, что сохраняет перспективы поисков тектонически экранированных залежей.

Наличие зон трещиноватости, сквозных как для висячего, так и для лежачего крыльев, оставляет мало надежд для сохранности залежей в структурах лежачего крыла (или автохтона). Неудивительно, что к настоящему времени в зоне передовых складок Южного Урала залежи УВ обнаружены пока только в приразломных антиклинальных структурах висячих крыльев (Беркутовское, Саратовское, Исимовское месторождения).

Литература:

Геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории республики Казахстан. 1:1 000 000. Нов. сер. N-40 (41) — Уфа / *Отв. ред. В.И. Козлов*. — СПб: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2002.

Геологическая карта РФ. 1:1 000 000 (3-е поколение). Уральская сер. N-40 (Уфа) / *Автор Ю.Г. Князев* — СПб: Изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2013.

Горожанин В.М. Горожанина Е.Н. Подводно-оползневые образования Ишимбайского Приуралья // *Известия УНЦ РАН*. — 2011. — № 3–4. — С. 75–80.

Ермолкин В.И. Керимов В.Ю. Геология и геохимия нефти и газа. — М.: Недра, 2012. — 460 с.

Зиняхина И.К. Западно-Уральская региональная линейная морфоструктура // *Докл АН СССР*. — 1968. — Т. 179, № 2. — С. 420–422.

Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральского прогиба. – М.: Наука, 1984. – 185 с.

Копп М.Л. Мобилистическая тектоника платформ юго-восточной Европы. – М.: Наука, 2004. – 339 с. – (Тр. ГИН РАН; Вып. 552).

Ларионов Н.Н. Новые данные о строении зоны сочленения Предуральского краевого прогиба (ПКП) и Башкирского мегантиклинория (БМА) на Южном Урале // Ежегодник–1995 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа, 1996. – С. 123–124.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Даурия, 2000. – 146 с.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. – 280 с.

Синицын И.И. Объяснительная записка к геологической карте СССР. 1:200 000. Лист N-40-XXI (Стерлитамак). Л.: Недра, 1968. 71 с.

Скрипий А. А., Юнусов Н. К. Структуры растяжения в зоне сочленения Южного Урала и Восточно-Европейской платформы // Геотектоника. – 1989. – № 6. – С. 62–71.

Сведения об авторах:

Горожанин Валерий Михайлович. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: Gorozhanin@ufaras.ru.

Горожанина Елена Николаевна. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: Gorozhanin@ufaras.ru.

**THE CHARACTERISTICS OF THE TASHLA THRUST-FAULT STRUCTURE
IN THE SOUTHERN URALS**

V. M. Gorozhanin, E. N. Gorozhanina

Gorozhanin Valeriy Mikhaylovich. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: Gorozhanin@ufaras.ru.

Gorozhanina Elena Nikolaevna. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: Gorozhanin@ufaras.ru.

Abstract. The characteristics of the Tashla fault structure marking the joint zone of the Preuralian Foredeep and Foreland fold zone is discussed. It is shown that the Tashla fault is a complex structure zone which was formed by the Late Paleozoic thrusting and posterior block movement during the Neotectonic stage. The data on solid bitumen in the limestone of the hanging wall suggesting the hydrocarbon fluid migration are described.

Key words: Southern Urals, Preuralian Foredeep, oblique slip fault, thrust-fault, Permian flysch, Carboniferous limestone, hydrocarbon fluid migration.

УДК 55(470.57), 551.242 (551.351)

Е. Н. Горожанина

ТЕКТОНО-СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ЭВОЛЮЦИИ ОСАДКОАКОПЛЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЗОНЕ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Аннотация. На основе анализа распределения карбонатных и терригенных отложений девона и карбона в Центрально-Магнитогорской зоне построена тектоно-седиментационная модель осадконакопления, показывающая развитие грабен-рифтовой структуры на островодужном основании, контролировавшей распределение карбонатных литофаций в зависимости от близости к центру рифта и от стадии его тектонического развития. Были выделены дорифтовые, синрифтовые и пострифтовые осадочные последовательности. Выявленные фациальные различия карбонатных отложений в разных разрезах свидетельствуют об их первоначальной удаленности друг от друга

Ключевые слова: Южный Урал, девон, карбон, карбонатные литофации, шельф, тектоно-седиментационная модель, Магнитогорско-Богдановский грабен-рифт.

В центральной части Магнитогорского мегасинклинория наряду с терригенно-карбонатными и вулканогенными образованиями широко развиты карбонатные осадки позднего девона, раннего и среднего карбона. Особенностью карбонатных отложений является их фациальное разнообразие — литофации известняков меняются от мелководно-шельфовых и биогермных до глубоководных [Иванова, 1975; Кулагина и др., 2001, 2009]. Из-за сложного тектонического строения региона не всегда четко определяется соотношение карбонатных последовательностей с вулканогенными и терригенными. В соседних разрезах они могут находиться на одном и том же стратиграфическом уровне. Современная позиция карбонатных комплексов показана на геологической схеме центральной части Магнитогорского мегасинклинория, составленной по материалам геолого-съёмочных работ (рис. 1). Карбонатные отложения фамена — нижнего турне распространены только в северо-западной части Центрально-Магнитогорской зоны, в районе городов Верхнеуральска и Магнитогорска (эта часть территории на карте не показана). Карбонатные отложения нижнего — среднего карбона распространены в виде меридиональной полосы шириной 8–16 км и длиной свыше 150 км, ограниченной крупными субмеридиональными зонами разломов: Кизильским взбросо-надвигом, отделяющим их с запада от островодужных комплексов Западно-Магнитогорской зоны, и Магнитогорским взбро-

со-сдвигом, отделяющим их с востока от вулканогенных комплексов нижнего карбона. Область распространения карбонатов сохранилась в зоне компенсационного прогиба между двумя транспрессивными зонами позднепалеозойских деформаций [Знаменский, Знаменская, 2006; Знаменский, 2008]. Западная часть грабена обычно именуется Кизильской подзоной, здесь развиты преимущественно карбонатные осадки, осевая часть выделена как Магнитогорская подзона и представлена вулканогенными разрезами [Салихов и др., 2014].

Разнообразие осадочных фаций является показателем резкой расчлененности рельефа осадочного бассейна. Особенности строения разрезов карбона в разных зонах определяются развитием Магнитогорско-Богдановского грабен-рифта, возникновение которого связано со сдвиго-раздвиговыми смещениями при коллизии Магнитогорской дуги с континентом [Салихов, Яркова, 1992; Салихов, 1996; Пучков, 2000, 2010; Тевелев и др., 2003, 2006; Салихов и др., 2014]. Для выяснения условий и обстановок формирования разнофациальных отложений и построения палеогеографической модели применяется метод сопоставления разрезов. В осадочных последовательностях выделяются типовые фациальные комплексы пород (литофации). Для корреляции этих комплексов требуется их корректная стратиграфическая привязка. В основу стратиграфии положена стратиграфическая схема восточного субрегиона Урала [Стратиграфические..., 1993], в скобках указаны одновозрастные аналоги схемы Русской платформы [Решение..., 1990].

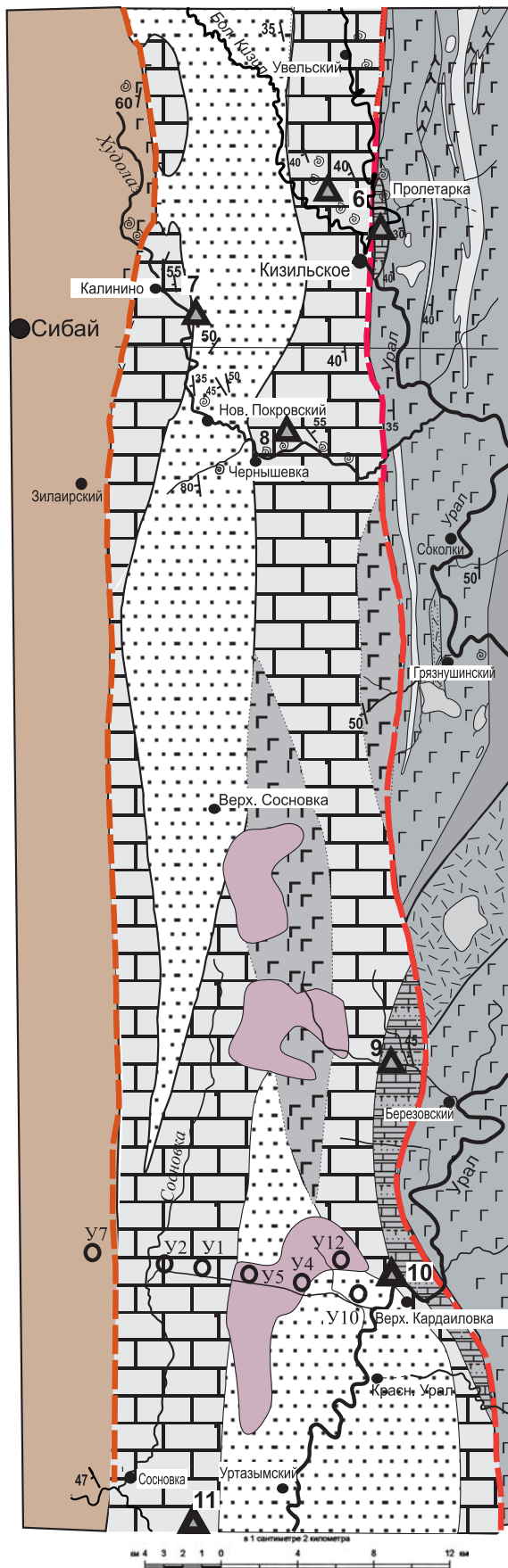


Рис. 1. Геологическая карта-схема западной части Магнитогорско-Богдановского грабена (составлена Е.Н. Горожаниной по материалам геолого-съёмочных работ разных авторов)

Условные обозначения: 1 — триасовые конгломераты и песчаники; 2 — уртазымская свита C_2m , флиш: алевролиты, песчаники известковистые, конгломераты; 3 — кизильская свита $C_1v_2-C_2b_1$; биогермные и шельфовые известняки; 4 — карбонатные и вулканотерригенные отложения C_1v_{1-2} (бобриковского и нижней части тульского горизонтов); 5 — березовская свита, вулканыты $C_1t_2-v_2$ в западной части грабена; 6 — березовская и греховская свиты $C_1t_2-v_2$, вулканыты центральной зоны грабена; 7 — вулканогенные и терригенные отложения D_{2-3} ; 8 — разломы; 9 — элементы залегания; 10 — скважины; 11 — местоположение разрезов.

Характеристика разрезов

Отложения девона и карбона подразделены на серию свит [Салихов, Яркова, 1992, Стратиграфические..., 1993]. Эти свиты или части свит могут занимать синхронные стратиграфические уровни и замещать друг друга по латерали.

Позднедевонские вулканогенные комплексы аблязовской (D_3f) и новоивановской свит (D_3fm), представлены порфировыми пироксен-плагиоклазовыми базальтами, трахибазальтами и их туфами. Аблязовская толща сложена базальтами и андезитобазальтами с порфировой структурой, их лавобрекчиями, кластолавами и туфами, по химизму относящимися к известково-щелочной серии. В составе лежащей выше новоивановской свиты преобладают трахибазальты и трахиандезиты [Мосейчук, 1990 г.]. Они представляют собой заключительные фазы островодужного вулканизма девонской Магнитогорской дуги. Шумилинская свита, содержащая вулканыты (преимущественно трахиандезиты), спонголиты и известняки, занимает возрастной интервал от фамена до косьвинского горизонта верхнего турне. К тому же возрастному интервалу относятся известняки свиты г. Магнитной. Карбонатные отложения формировались на шельфе, образовавшемся на цоколе девонской островной дуги [Салихов, Яркова, 1992; Горожанина и др., 2009].

К березовской свите относятся вулканогенные образования разного состава с прослоями известняков с фауной от першинского (черепетского) горизонта верхнего турне до устьгреховского (бобриковского)

горизонта нижнего визе. Эти вулканогенные комплексы фиксируют образование Магнитогорско-Богдановского грабен-рифта. Позднетурнейские и визейские вулканогенные комплексы, занимающие стратиграфический интервал от верхов косьвинского горизонта позднего турне до каменско-уральского (алексинского), в некоторых разрезах северной части — до аверинского и богдановического (михайловского и веневского) горизонтов верхнего визе, выделены в греховскую свиту. Отложения березовской свиты представлены полимиктовыми песчаниками, алевролитами, иногда углистыми, с прослоями аргиллитов, радиоляритов, известняков и лавовыми потоками трахибазальтов, в верхней части появляются прослой туфов трахидацитового, трахиандезитового состава. По петролого-геохимическим данным в составе раннекаменноугольных вулканических комплексов Магнитогорской зоны выделены калий-натриевая толеитовая и субщелочная формации. Они рассматриваются как индикаторные магматические формации рифтогенеза в условиях конвергентного режима по типу «дуга — континент» [Салихов, Яркова, 1992; Вулканизм, 1992; Бочкарев, Язева, 2000; Косарев и др., 2006; Салихов и др., 2014].

Затухание вулканизма в рифтовой зоне сопровождается накоплением известняков кизильской свиты, которая занимает интервал от верхов жуковского (тульского) горизонта верхнего визе до башкирского яруса среднего карбона. Уртазымская свита нижней части московского яруса сложена ритмичной толщей флишевых осадков, представленных переслаиванием известковистых полимиктовых песчаников, конгломератов, мергелей. Верхняя часть московского яруса выделена в янгельскую свиту и ее возрастной аналог агаповскую свиту. Соотношение этих свит показано на схеме сопоставления разрезов, составленной по материалам разных авторов и собственным наблюдениям (рис. 2). Ниже дана их краткая литофаціальная характеристика.

С севера на юг карбонатные последовательности представлены в следующих разрезах.

Разрез 1 «Дзержинка» (Поповский) расположен в 5 км южнее г. Верхнеуральск [Кочеткова и др., 1980; Мизенс и др., 2002]. Этот разрез описан в начале 20 века в работах Э.Я. Пэрна и является уникальным по первым находкам гониатитовой фауны. Особенностью отложений является наличие слоев с многочисленной макрофауной брахиопод, амmonoидей, кораллов, трилобитов. По данным Г.А. Мизенса и др. [2002], разрез начинается с известняков нижнего фамена (макаровского горизонта), залегающих в основании западного борта долины р. Урал у окраины села. Средняя часть фамена представлена

слоистыми известняками с прослоем вулканомиктовых песчаников (около 0,3 м). Отложения лытвинского горизонта верхнефаменского подъяруса сложены карбонатным глыбово-обломочным горизонтом, отложения малевского горизонта нижнего турне размыты (в вышележащих известняках отмечаются смешанные комплексы фауны). Выше залегают криноидные известняки нижнего турне (конодонты зон *S. duplicata* и *S. quadruplicata*), они перекрываются пачкой известковистых полимиктовых песчаников (30 м) и мощной (около 100 м) толщей кремнистых сланцев (спонголитов), с прослоями вулканокластических плагиоклазовых песчаников с многочисленными крупными остатками растений. Отложения отнесены, предположительно, к верхнему турне [Кочеткова и др., 1980]. Песчаники сложены обломками известняков и вулканических пород (плагиоклаза, плагиоклазовых порфиритов, кислых пород). Мощность вскрытых фаменско-нижнетурнейских карбонатных осадков составляет около 50 м.

Разрез 2 «Спасский» находится южнее, в районе пос. Спасский. Здесь в обнажениях по берегам р. Урал и на возвышенностях выходят такие же гониатитовые известняки среднего — верхнего фамена, прорванные субвулканическими телами рогово-обманковых трахидацитов.

Разрез 3 «Новоивановский» расположен к северу от г. Магнитогорск. На Новоивановской площади скважинами вскрыты карбонатные отложения фамена и турне, представленные обломочными и мраморизованными известняками, прослоями с вулканокластикой. Мощность карбонатных осадков от макаровского горизонта нижнего фамена до черепетского горизонта турне составляет более 50 м. В скв. 2014 вскрыты подстилающие вулканогенные породы новоивановской свиты верхнего девона. На них залегают обломочные известняки фаменской части шумилинской свиты, вскрытые скв. 2016, которая прошла наиболее полный разрез фаменско-турнейских отложений. В верхней части разреза на известняковых брекчиях с конодонтами черепетского горизонта турне и с переотложенными фаменскими формами (данные В.Н. Пазухина) залегают вулканы с прослоями мелкообломочных известняков с конодонтами кизеловского и косьвинского горизонтов верхнего турне, также содержащие переотложенные фаменские конодонты [Салихов, Яркова, 1992; Горожанина и др., 2010].

Разрез 4 «Магнитогорск» является сводным для Магнитогорской площади, составлен по данным [Салихов, Яркова, 1992]. В разрезе на вулканогенных породах верхнего девона залегают известняки свиты г. Магнитной [Мосейчук, 1990 г.]. Карбонатная рудовмещающая толща ($D_3^{fm}-C_1t_1$) сложена

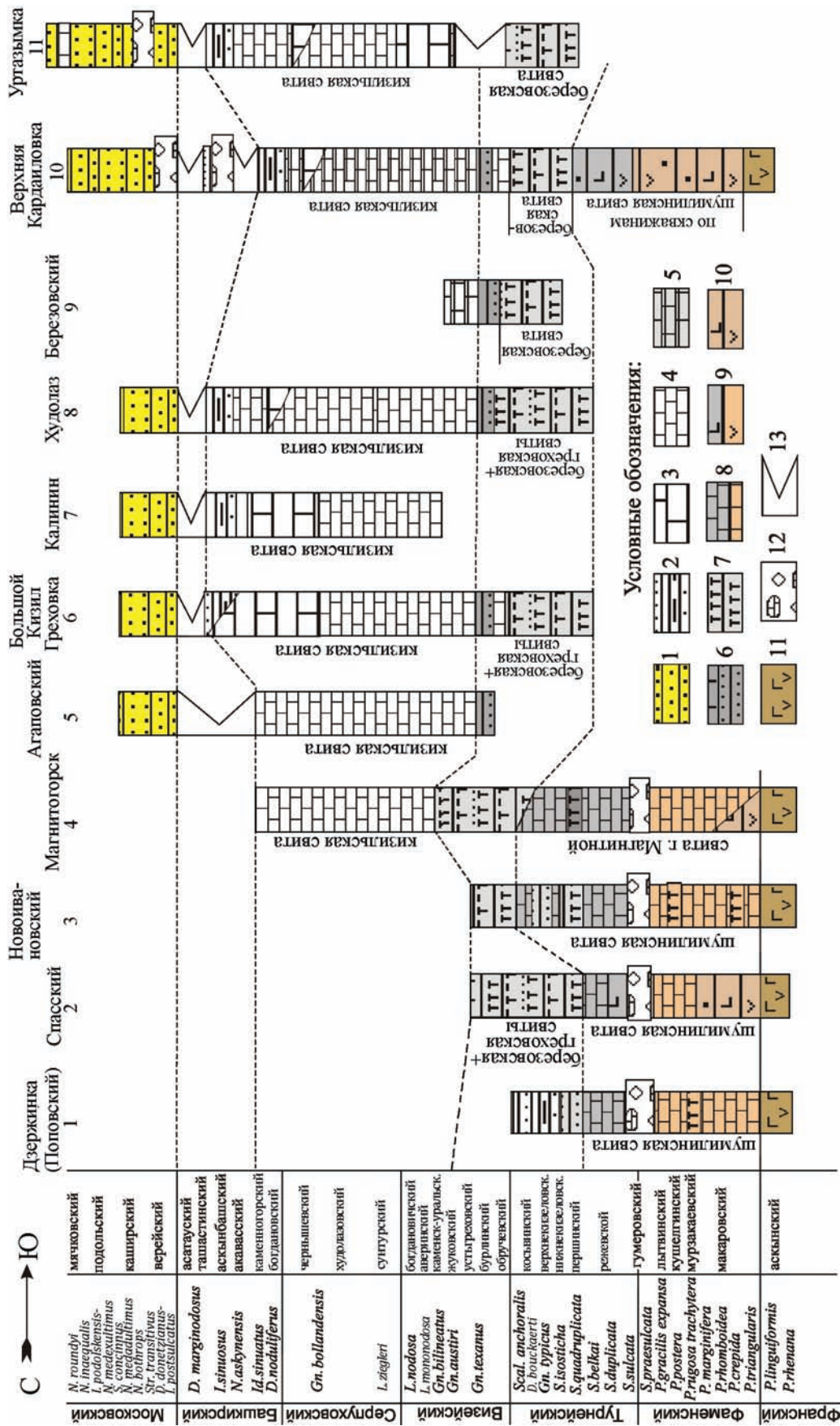


Рис. 2. Схема сопоставления разрезов Центрально-Магнитогорской зоны (составлена Е.Н. Горожанниной по материалам: А.В. Ярковой, Д.Н. Салихова, З.Г. Симоновой, Н.М. Кочетковой, Я.Л. Лутфуллина, В.В. Мосейчука, Е.И. Кулагиной, В.Н. Пазухина, Т.И. Степановой, Н.А. Кучевой и др.)

Условные обозначения: 1 — уртаымская свита C_{2m} , флиш: алевролиты, песчаники известковистые, конгломераты; 2 — глинистые известняки и глинисто-кремнистые сланцы, с прослоями песчаников C_{2b} ; 3–6 — кизильская свита $C_{1V_2-C_{1b}}$; 3 — биогермные известняки, 4 — шельфовые известняки, 5 — глубоководно-шельфовые известняки, 6 — карбонатные и вулканогенные отложения C_{1V1-2} (радевско-бобриковского и нижней части тульского горизонтов); 7 — березовская и греховская свиты C_{1T-V_2} , вулканиты; 8 — свита г. Магнитной $D_{3fm-C_{1T}}$, известняки; 9 — новоивановская свита D_{3fm} , вулканиты; 10 — аблязовская свита D_{3f} , вулканиты; 11 — глыбовые конгломерато-брекчии с обломками известняков; 12 — перерыв; 13 — перерыв.

белыми мраморами, мраморизованными биолитокластическими известняками, известняковыми брекчиями и известняками с прослоями туфов общей мощностью от 70 до 150 м. Считается, что железные руды Магнитогорского месторождения в основном приурочены к породам позднедевонского возраста. Надрудная часть сложена вулканогенными и осадочными породами березовской, греховской, кизильской и уртазымской свит. Наиболее крупные интрузивные массивы района представлены породами габбро-гранитного комплекса, образовавшегося в раннем карбоне в несколько этапов [Ферштатер и др., 2007; Салихов и др., 2014].

В рассмотренных разрезах карбонаты шумилинской свиты и свиты г. Магнитной залегают на франско-нижнефаменских вулканогенных комплексах, вскрытых скважинами на Новоивановской, Нововоронинской [Горожанина, Бурдаков, 2000] и Магнитогорской площадях [Мосейчук, 1990 г.]. Следует отметить, что их возраст совпадает с возрастом флишевых отложений зилаирской свиты в соседней Западно-Магнитогорской зоне и перекрывающими ее флишевыми осадками нижнего турне. Например, в разрезе «Гусево», расположенном в левом борту р. Янгельки у д. Гусево [Казанцева и др., 2000], отложения нижней части турнейского яруса представлены карбонатно-терригенными турбидитами с прослоями известняков (калькаренитов). В составе песчаников отмечается вулканогенный компонент кислого и среднего состава. Положение разреза и характер осадков показывают, что в турнейском веке здесь происходило заполнение прогиба, унаследованного от зилаирского времени. Это означает, что данные разрезы являются тектонически сближенными [Мизенс, 2001, 2002; Мизенс и др., 2002].

Разрез 5 «Агаповский» расположен юго-восточнее г. Магнитогорск, вблизи центра Агаповской синклинали. Особенностью этого разреза является наличие терригенно-карбонатной толщи вулканомиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов с прослоями криноидно-биокластовых и обломочных известняков мощностью до 150 м на уровне тульского (жуковского) горизонта верхнего визе — в основании карбонатной толщи кизильской свиты [Салихов, Яркова, 1992]. Центральная часть Агаповской синклинали выполнена флишевыми толщами уртазымской свиты. Здесь в верхней части разреза среди перекрывающих мергелей отмечаются гипс-ангидритовые прослои [Чувашов и др., 1984; Мизенс, 2002]. Сочетание флишевых и ангидритовых типов осадков парадоксально, т.к. эти толщи формируются на разных глубинах, возможно, следует допускать резкое обмеление бассейна в послемосковское время.

Разрезы 6 «Греховка» и «Большой Кизил» расположены у с. Кизильское. В разрезе по руч. Греховка, впадающего с востока в р. Урал выше с. Кизильское, обнажаются породы березовской свиты (бурлинский горизонт, соответствующий низам бобриковского), представленные вулканитами базальтового и кислого (риолитового и трахириолитового) состава, в верхней части с прослоями конгломератов, песчаников, кремнистых сланцев, аргиллитов, алевролитов и песчаных известняков. На них залегают толща слоистых известняков с прослоями алевролитов, аргиллитов, мергелей и песчаников, общей мощностью до 120 м. Толща относится к устьгреховскому горизонту (сопоставимому с верхней частью бобриковского горизонта Русской платформы). Особенностью ее является наличие прослоев мергелей со следами илоедов (ихнофагия зоны *Zoophycos*). Отмечается ритмичное чередование зеленовато-серых мергелей, алевролитов, глинистых и мелкозернистых известняков, указывающее на импульсное поступление терригенного материала в зону карбонатного относительно глубоководного шельфа. Мощность ритмов составляет 3,0–5,0 м. На карбонатной толще залегают мелкогалечные полимиктовые конгломераты, с прослоями песчаников, аргиллитов, и мергели с двустворчатыми моллюсками, гастроподами, брахиоподами (50 м), которые сменяются крупногалечными валунными конгломератами. Обломки представлены диабазами, диабазовыми порфиридами, миндалекаменными базальтами и известняками, иногда с крупными кораллами. В гальках определены фораминиферы бобриковского (бурлинского и устьгреховского) горизонта [Симонова, 1975 г.]. Отложения представляют собой склоновые грубообломочные фации и фиксируют активизацию тектонических подвижек. Далее по разрезу обнажены порфиновые риодациты с измененными вкрапленниками плагиоклаза в вишнево-коричневой основной массе. Они образуют скальные выходы высотой 20–25 м вблизи уреза воды и имеют мощность более 200 м. Породы имеют массивную текстуру, характерную блоковую и плитчатую отдельность, однородный состав по всей ширине выхода и очень большую мощность, что свидетельствует в пользу их субвулканической или экструзивной природы. На основании наличия признаков тонкой флюидалности породы ранее [Чайко, Яркова, 1982 г.] были отнесены к лавовой фации. Флюидалность встречается иногда и в субвулканических образованиях. Вблизи контакта с конгломератами нами наблюдалась среднеобломочная брекчия, состоящая из угловатых обломков этих риодацитов. Такие брекчии характерны для краевых зон субвулканических тел. В верхней части обнажения в ложбине среди риодацитовых порфи-

ров наблюдается прослой окремненного известняка, мощностью около 5,0 м, с редкими члениками криноидей, кораллами и брахиоподами [Лутфуллин, 1970 г.]. В известняках определен устьгреховский (бобриковский) комплекс фораминифер. Геологическое положение этих известняков среди риодацитов неопределенно. На правом берегу р. Урал выше устья р. Греховки порфиры перекрываются толщей оливинных палеобазальтов, диабазов и диабазовых порфиритов мощностью до 50,0 м. Выше залегает маломощная (до 5,0 м) пачка полимиктовых конгломератов. В известняковых гальках встречены остатки брахиопод и кораллов плохой сохранности. В них определены фораминиферы жуковского (тульского) возраста.

Разрез «Большой Кизил», расположенный по р. Бол. Кизил, стратиграфически наращивает вышеописанный разрез «Греховка». Здесь с брахиоподовых известняков верхней части жуковского (тульского) горизонта начинается карбонатный разрез кизильской свиты [Кочеткова и др., 1977; Кулагина и др., 2009]. Отложения представлены слоистыми известняками. Визейский ярус представлен органическими известняками с разнообразной фауной водорослей, кораллов, брахиопод. Преобладают обломочные разности — биокластовые грейнстоуны, часто с окатанными биокластами, известняки прослоями доломитизированы. Серпуховский ярус сложен толстослоистыми пахисферово-сгустковыми известняками с редкими одиночными кораллами, брахиоподами, криноидеями, мшанками. В основании худолазовского горизонта наблюдается коралловый биостром, выше по разрезу залегают толстослоистые микробиально-водорослевые баундстоуны. В верхах серпуховского яруса прослеживаются микритово-сгустковые вакстоуны, а в кровле — фораминиферовый пакстоун. Выше, стратиграфически согласно, залегают толстослоистые микритово-пелоидные известняки и водорослевые баундстоуны башкирского яруса среднего карбона. Фациальный ряд карбонатных отложений в этом разрезе указывает на их формирование в обстановке мелководного шельфа с биогермами, начиная с серпуховского времени [Кулагина, Гибшман, 2002; Кулагина и др., 2009].

Разрез 7 «Калинино» расположен по левобережью р. Худолаз у пос. Калинино. Здесь, в тектонически сложно построенной зоне, в скальных выходах вдоль обрывистого берега р. Худолаз и по бортам впадающих в него оврагов (Соленый лог и др.) обнажены биогермные известняки сюранского горизонта нижнебашкирского подъяруса среднего карбона с многочисленной макрофауной кораллов, брахиопод, цефалопод [Путеводитель..., 1972]. Особенностью этих известняков является присут-

ствие строматолитовых построек и крупных тромболитовых куполов [Кулагина et al., 2015]. Отложения перекрываются флишевыми осадками московского яруса [Симонова, 1975 г.]. Разрез представлен ритмично чередующимися аргиллитами, алевролитами, градационно слоистыми полимиктовыми известковистыми песчаниками с прослоями гравелитов [Бежаев, 1978]. По нашим наблюдениям, песчаники содержат помимо кварца и плагиоклаза три типа литокластов — обломки известняков и биокластиков (карбонатный компонент), обломки дацитов, базальтов, диабазов (вулканогенный компонент) и метаморфический компонент, включая зерна хромитов (из серпентинитов), цемент в песчаниках карбонатный.

Разрез 8 «Худолаз» расположен по р. Худолаз у д. Чернышевка. Здесь известняки кизильской свиты занимают стратиграфический диапазон от тульского горизонта верхнего визе до ташастинского горизонта башкирского яруса среднего карбона [Чувашов и др., 1984; Степанова, Кучева, 2006]. В целом разрез кизильской свиты по р. Худолаз тектонически нарушен, что затрудняет подсчет мощности известняков. Отложения представлены толщей слоистых криноидных известняков средней зоны шельфа. На уровне аверинского (михайловского) горизонта в известняках отмечаются скопления кораллов и брахиопод, водорослевые (донецелловые) биогермы. В богдановичском (веневском) горизонте описаны водорослево-фораминиферовые известняки [Степанова, Кучева, 2006]. Серпуховский ярус также представлен водорослево-фораминиферовыми известняками с многочисленными кальцифолиумами. В верхней части серпуховского яруса известняки толстоплитчатые пелитоморфные с пахисферами и водорослями (Ungdarella, Beresella), криноидеями, остракодами, что указывает на некоторое углубление этой зоны шельфа. На этих известняках стратиграфически согласно залегают темно-серые тонкоплитчатые известняки сюранского подъяруса башкирского яруса среднего карбона. Они содержат прослой известняковых гравелитов и карбонатных песчаников, гониатитовых известняков, аргиллитов и кремнисто-глинистых сланцев. По литофациальным особенностям известняков отмечается углубление зоны шельфа в течение позднего серпухова — раннего башкира, возможно за счет образования шельфовой впадины. В московском веке они перекрылись мелкогалечными известняковыми конгломератами с редкими прослоями песчаных известняков, относящимися к уртазымской свите [Путеводитель..., 1972; Кочеткова и др., 1977; Чувашов и др., 1984; Степанова, Кучева, 2006].

Разрез 9 «Березовский» находится на левобережье р. Урал у пос. Березовский и прослежен

по левому борту долины руч. Мокрая Березовка у уреза воды. Разрез описан Г.И. Чайко, А.В. Ярковой и др. [1968 г.] как толща песчаников. Здесь обнажены вулканогенно-терригенные и карбонатные осадки жуковского (тульского) горизонта мощностью около 300 м, представленные ритмичной толщей переслаивания известковистых алевролитов, полимиктовых песчаников, гравелитов, с характерным прослоем ярко-зеленых глауконитизированных песчаников, черных пелитоморфных известняков, кремней, кремнистых мергелей. В известняках определены брахиоподы и фораминиферы жуковского горизонта верхнего визе (уровень тульского горизонта).

Разрез 10 «Верхняя Кардаилловка» расположен в восточном крыле Кардаилловской синклинали центральной части Магнитогорского прогиба на правобережье р. Урал напротив с. Верхняя Кардаилловка. В направлении с северо-востока на юго-запад наблюдается практически непрерывный разрез от нижневизейских отложений нижнего карбона до московских отложений среднего карбона [Пазухин, Горожанина, 2002; Пазухин и др., 2010; Кулагина, 2011]. В начале разреза, стратиграфически выше вулканогенно-осадочных пород березовской свиты, залегает толща нижневизейских (радаевско-бобриковских) известняков, прослоями с кораллами (мощностью до 400 м). На них с постепенным переходом залегают криноидные известняки с фораминиферами нижней части жуковского горизонта (мощностью 21 м) [Пазухин, Горожанина, 2002; Николаева и др., 2014]. Выше разрез вскрыт канавами. В основании вскрытого разреза на размытой поверхности светлых криноидных известняков залегает пестрая пачка вулканогенно-кремнисто-глинистых пород мощностью 11 м, сложенная тонко переслаивающимися глинами, кремнистыми и известковистыми туфоаргиллитами, туфоалевролитами с прослоями кремнистых мергелей с реликтами выщелоченных ругоз и криноидей, с фрагментами растительных остатков (каламитов). В верхней части появляются ярко-зеленые глауконитовые алевролиты и туфопесчаники. Отложения относятся к жуковскому горизонту верхнего визе, зоне *Gnathodus texanus* [Nikolaeva et al., 2009]. Выше залегает пачка темно-серых пелитоморфных плитчатых и нодулярных известняков каменскуральского, аверинского и богдановичского (алексинского, михайловского и веневского) горизонтов верхнего визе мощностью 6 м. В этих известняках обнаружены два прослоя (5 и 12 см) желтой глины туфового происхождения. Граница визе – серпухов установлена по фауне конодонтов внутри слоя комковато-нодулярных известняков [Пазухин и др., 2009, 2010; Кулагина и др., 2010; Nikolaeva et al., 2009; Николаева и др.,

2014]. Известняки серпуховского яруса представлены толщей (мощностью около 44 м) светло-серых толсто плитчатых известняков (вакстоунов) с аммоноидеями, радиоляриями и криноидеями. В верхнесерпуховской (худолазовской) части разреза наблюдаются известняки, отнесенные к биогермным фациям. Они представлены криноидными вакстоунами-пакстоунами с трубочками гидроидных организмов с инкрустационным цементом. В верхнесерпуховских пелитоморфных известняках появляются линзы темно-серых кремней. Пелитоморфные известняки, черные и темно-серые глинистые сланцы с прослоями глинистых окремнелых известняков сюранского горизонта нижней части башкирского яруса, вскрытые шурфами и канавой, наращивают разрез.

Продолжением разреза «Верхняя Кардаилловка» является **разрез «Пригородный»** [Кочеткова и др., 1977; Чувашов и др., 1984], который характеризует отложения среднего карбона в восточной части Кардаилловской синклинали. Разрез наращивается на восток по правому берегу р. Урал в сторону пос. Урал (бывший пос. Пригородный). После закрытого интервала, по которому проходит тектоническое нарушение северо-западного простирания [Пазухин, Горожанина, 2002], обнажена толща ритмично-слоистого строения, сложенная известковистыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями песчаных известняков. Отложения относятся к турбидитовым конусам выноса. Характер ритмичности слоевых ассоциаций показывает, что осадки представляют отложения средней и верхней части конуса выноса, лопастей, каналов и межканального пространства [Мизенс, 2002]. Мощность толщи составляет 250–300 м. Возрастной интервал флишевых образований — от верхов башкирского яруса до нижней части московского яруса [Кочеткова и др., 1977; Чувашов и др., 1984]. В нижней части флишевой толщи выделяется три глыбовых горизонта, содержащих обломки и глыбы разных типов известняков, черных и серых кремней и кремнистых сланцев, отмечаются глыбы известняков с прослоями кремня, причудливо изогнутыми [Кочеткова и др., 1977].

Карбонатная конглобрекция, залегающая в северной краевой части обнажения вдоль дороги у прижима реки Урал, содержит обломки и глыбы известняков размером до 2 м, а также обломки мелкозернистых желтовато-бурых доломитов и черных кремней. Мощность брекчии 12–15 м. Обломки известняков представлены разнофациальными типами — наряду со спикуловыми известняками встречаются окремненные биокластовые известняки с фораминиферами, мшанками и криноидеями, а также перекристаллизованные и доломитизиро-

ванные известняки. Известняки в обломках имеют разный возраст, варьирующий от поздневизейского до раннебашкирского веков [Кочеткова и др., 1977]. Строение и состав брекчии указывает на ее олистостромовую природу. Выше залегает прослой мелкообломочной гравелито-брекчии с мелкими угловатыми обломками известняков и глинистых сланцев, которые содержат спикулы губок. Обломки плотно прилегают друг к другу. Гравелито-брекчия представляет собой дебрит — отложения гравитационного обломочного потока. Вышележащие осадки имеют ритмичное строение. В основании ритма залегает пласт гравелито-песчаника с обломками известняков — 0,4 м. Грубообломочный слой имеет резкий контакт с нижележащим слоем аргиллитов. На гравелитах залегает пласт градационнослоистого известковистого песчаника — 0,4 м. Выше залегают горизонтально тонкослоистые мелкозернистые известковистые песчаники — 0,2 м. Ритм завершается слоем известковистого аргиллита — 0,1 м. Грубообломочная часть ритма может отсутствовать. В этом случае ритм начинается с градационнослоистого песчаника, в подошве которого часто наблюдаются гиероглифы — следы нагрузки или отпечатки ходов илоедов (зоофикусов). В алевролитах часто отмечается присутствие остатков и отпечатков растений. Грубозернистая часть ритма представлена карбонатными песчаниками почти без терригенной примеси, за исключением редких зерен кварца. В составе обломков преобладает биокластика (обломки фауны брахиопод, остракод, фораминифер, криноидей, обломки микритовых известняков и глинистых сланцев). Порода окремнена по матриксу, практически обломки находятся в халцедоновом цементе, характерна также рассеянная доломитизация — ромбоэдры доломита «рассеяны» неравномерно. Состав полимиктовых песчаников смешанный — карбонатно-терригенный. Карбонатный компонент представлен обломками микритовых известняков, биокластикой (фрагменты фораминифер, кальцисферы). Терригенный компонент представлен зернами кварца (кварц монокристаллический и поликристаллический) и плагиоклаза, обломками вулканических (лимонитизированных, пилотакситовых базальтов, дацитов) и осадочных (глинисто-карбонатных сланцев) пород. Встречаются чешуйки зеленой, бурой и белой слюды, обломки кварц-слюдяных сланцев (метаморфический компонент). Много хлоритизированных обломков, часть из которых имеет характерную апосерпентинитовую текстуру. Особенность состава отдельных образцов песчаников — присутствие зерен хромита. В шлифе отмечаются тонкие слойки, обогащенные обломочным хромитом. Цемент в песчаниках поровый карбонатный. Тонкозернистая часть ритма представ-

лена кварцевыми известковистыми алевролитами с многочисленными спикулами губок.

Отложения московского яруса согласно наращивают турбидитовую толщу башкирского яруса по правому берегу р. Урал. По фауне фораминифер и брахиопод в них выделены отложения всех горизонтов московского яруса [Чувашов и др., 1984]. Комплексы осадков нижней части яруса (верейский и каширский горизонты) относятся к флишевой формации и представлены переслаиванием известковистых песчаников, песчаных известняков, аргиллитов и алевролитов с прослоями карбонатных брекчий. Вверх по разрезу увеличивается мощность прослоев известняков и уменьшается количество терригенных прослоев. Верхнемосковские известняки в центральной части Кардаиловской синклинали представлены органогенно-обломочными известняками с водорослями, фораминиферами, гастроподами, криноидеями, одиночными кораллами [Чувашов и др., 1984].

В центре Кардаиловской синклинали на Уральской площади в 1970-х годах XX века была пробурена серия скважин [Тагиров, 1978]. Эти скважины под известняками кизильской свиты на разной глубине вошли в вулканогенно-осадочные отложения березовской свиты. Глубокая скважина Уральская 12 под отложениями уртазымской свиты на глубине 662 м вскрыла вулканогенно-осадочные породы березовской свиты мощностью свыше 1200 м. Ниже, до глубины 4755 м, идет вулканогенный разрез общей мощностью около 3 км. Вулканиты расчленены на отложения колтубанской свиты верхнего девона, улутауской и карамалыташской свит среднего девона. Самая глубокая 2-я скважина прошла около 5 км по органогенным известнякам кизильской свиты и вошла в вулканогенно-осадочные породы березовской свиты. Бурением подтверждается наличие Уральской антиклинальной складки по отложениям березовской свиты [Тагиров, 1978]. Западное крыло этой складки находится вблизи Кизильского разлома, оно осложнено взбросо-надвигом и имеет крутое западное падение. Скв. 2, забуренная в этом крыле, прошла близко к простирацию пород (под углом около 30°), поэтому вышла из отложений березовской свиты только через 5 км. Восточнее предполагается другое антиклинальное поднятие, сокращение мощности кизильской свиты (скв. 5) и залегание осадков уртазымской свиты на осадках березовской свиты (скв. 4). Эти данные указывают на сложное тектоническое строение района, расположенного вблизи зоны разлома сдвигового типа, проходящей по р. Урал [Серавкин и др., 2001].

Разрез 11 «Уртазымка» расположен на юге описываемой территории. Здесь в гигантских скальных

обрывах и разобщенных выходах по берегам р. Бол. и Мал. Уртазымка обнажены массивные (биогермные) известняки верхневизейского подъяруса и слоистые известняки серпуховского и башкирского ярусов среднего карбона. Обращают внимание слои известняков со скоплением крупных раковин брахиопод и криноидей. Разрез тектонически осложнен разрывными нарушениями, имеет блоковое строение с повторением разреза в каждом блоке. Биогермные и слоистые известняки башкирского яруса с фораминиферами и остракодами сюранского горизонта перекрываются полимиктовыми песчаниками с фораминиферами акавасского горизонта [Кочеткова и др., 1977]. В устье р. Бол. Уртазымки выходят глинисто-кремнистые темно-серые известняки сюранского и акавасского (краснополянского и северокельтменского) горизонтов, выше по разрезу в плитчатых известняках аскынбашского (прикамского) горизонта появляются прослои алевролитов. Отложения верхней части башкирского яруса отсутствуют. В разрезах по правому берегу р. Урал у Иркилинского водохранилища московский ярус представлен в полном объеме. Нижняя часть (верейский и каширский горизонты) сложена флишем (зеленовато-серые песчаники, алевролиты, аргиллиты) с прослоями известняковых конгломератов. В верхней части московского яруса (подольский и мячковский горизонты) появляются прослои биокластовых известняков мощностью до 3 м [Чувазов и др., 1984].

Модель

На основе изучения и сопоставления данных разрезов было проанализировано распределение разновозрастных карбонатных литофаций по латерали. Карбонатные отложения фамена – нижнего турне распространены только в северо-западной части Центрально-Магнитогорской зоны. К юго-востоку они сменяются вулканогенными и вулканогенными комплексами. Позднетурнейские вулканогенные отложения низов березовской свиты распространены практически повсеместно. Они сменяются ранневизейскими (радаевско-бобриковскими) осадками, дифференцированными по составу от преимущественно вулканогенных отложений (Магнитогорское рудное поле) и вулканогенных (Кирса) до карбонатных с прослоями терригенных глубоководно-шельфовых (Греховка) и карбонатных шельфовых последовательностей (Верхняя Кардаиловка). Эта изменчивость связана со смещением центров вулканизма на север [Салихов, Яркова, 1992; Салихов и др., 2014]

Комплексы осадков в объеме радаевского, бобриковского и нижней части тульского горизон-

тов являются возрастными аналогами березовской и греховской свит. По составу они являются переходными от вулканогенных к карбонатным последовательностям. С начала позднего визе (с жуковского горизонта) в разрезах меняется тип осадконакопления, вулканогенные и карбонатные последовательности сменяются вулканогенными, преимущественно турбидитовыми отложениями. С севера на юг состав тульских осадков изменяется в сторону уменьшения грубости материала и мощности вулканогенных отложений, что можно интерпретировать как увеличение глубины бассейна. Собственно тульские вулканогенные осадки можно отнести к склоновым фациям, дифференцированным от песчано-конгломератовых осадков с вулканогенными прослоями (Греховка) до песчано-глинистых удаленных глубоководных фаций (Верхняя Кардаиловка). Промежуточное положение занимает терригенная толща разреза Березовский.

В позднем визе область карбонатных осадков занимает всю южную часть территории. Отложения разделяются на мелководно-шельфовые и глубоководно-шельфовые. В серпуховском веке появляются крупные биогермные постройки. Фациальный состав карбонатов становится дифференцированным от биогермно-рифтовых (Бол. Кизил) до мелководно-шельфовых (Худолаз) и глубоководных (Верхняя Кардаиловка) обстановок. Вулканизм к этому времени прекращается.

В начале башкирского века (сюранское и акавасское время) фациальные зоны развиваются унаследовано от серпуховского. Сюранский горизонт в разрезе Худолаз слагают тонкозернистые афанитовые известняки мелководного шельфа (пакстоуны и грейнстоуны) [Степанова, Кучева, 2006]. В разрезе Большой Кизил на уровне сюранского акавасского и аскынбашского горизонтов развиты биогермные водорослевые и строматолитовые постройки [Кулагина и др., 2009]. В разрезе Верхняя Кардаиловка сюранский горизонт сложен глубоководными глинистыми известняками, в акавасском и аскынбашском горизонте появляются полимиктовые песчаники [Кочеткова и др., 1977; Чувазов и др., 1984]. Позднебашкирские отложения (асатауский и ташастинский горизонты) практически во всех разрезах отсутствуют, маркируя перерыв в осадконакоплении. В раннемосковское время формировались флишевые осадки уртазымской свиты, трансгрессивно перекрывающие разнофациальные карбонатные образования.

Рассмотренные особенности строения разрезов объясняет модель развития грабен-рифтовой структуры — Магнитогорско-Богдановского грабена по Д.Н. Салихову, в развитии которого можно

выделить дорифтовые, синрифтовые и пострифтовые осадки (рис. 3). При этом распределение карбонатных фаций зависит от их положения относительно борта грабена.

К дорифтовым осадкам отнесены отложения позднего девона – раннего турне, входящие в состав аблязовской и новоивановской свит. Анализ материалов разных авторов показывает, что грабен-рифтовая структура формировалась унаследовано, начиная с фамена (с фаменско-турнейской сара-тюбинской толщи), возможно, с некоторыми перерывами. К синрифтовым осадкам отнесены карбонатные и вулканогенные образования фамена – позднего визе, относящиеся к шумилинской, березовской и греховской свитам. Пострифтовыми являются

карбонатные толщи кизильской свиты. В серпуховско-башкирское время формировалась карбонатная платформа [Чувашов и др., 1984].

Похожая тектоническая модель была нами построена для объяснения развития осадочной последовательности в разрезе Верхняя Кардаиловка, начиная с тульского времени, показывающая, что грабен-рифтовая структура в тульское время испытала повторную активизацию [Горожанина и др., 2012] по ранее заложенным разломам [Тевелев и др., 2003, 2006]. Погружение началось в конце жуковского времени и связано с активизацией вулканотектонических процессов в Магнитогорско-Богдановском грабене, что совпало с глобальной поздневизейской трансгрессией [Горожанин и др., 2012].

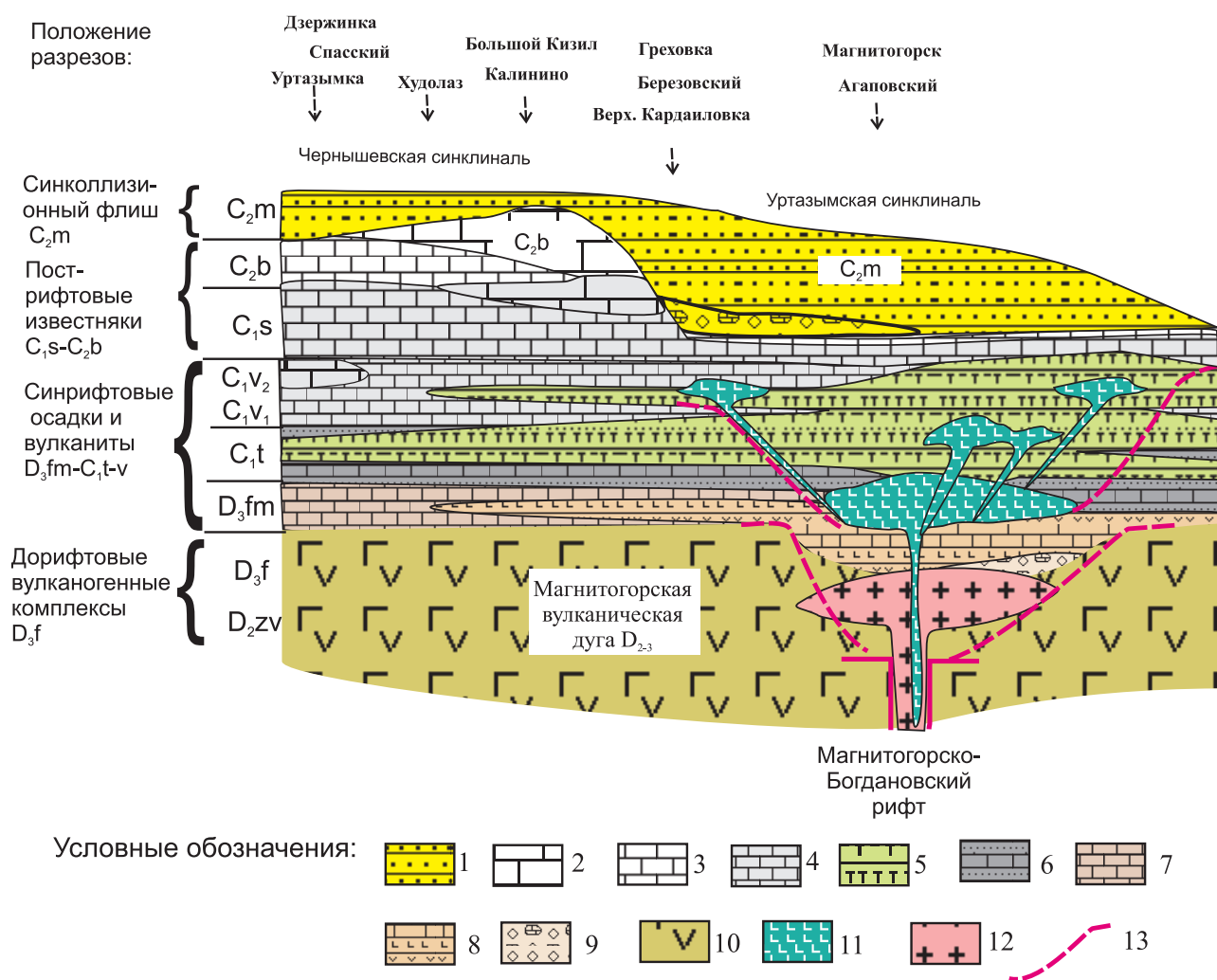


Рис. 3. Модель развития Магнитогорского грабена в карбоне (вне масштаба). Составлена Е.Н. Горожаниной

Условные обозначения: 1 — уртымырская свита C_{2m} , песчаники известковистые, конгломераты; 2–4 — кизильская свита C_{1v} – C_{2b} ; 2 — биогермные известняки, 3 — шельфовые известняки, 4 — шельфовые известняки C_{1v} ; 5 — березовская и греховская свиты C_{1t} – v , вулканиды; 6–9 — шумилинская свита D_{3fm} – C_{1t} ; 6 — известняки и вулканомиктовые песчаники C_{1t} , 7 — известняки D_{3fm} , 8 — вулканиды D_{3fm} , 9 — конгломерато-брекчии D_{3fm} ; 10 — островодужные комплексы D_{2-3} ; 11–12 — габбро-гранитоидные интрузии Магнитогорского комплекса C_{1v} ; 13 — разломы бортовых частей грабена

Раннекаменноугольный вулканизм проявлялся с начала позднего турне до конца позднего визе, смещаясь с юга на север [Салихов, 1996; Салихов и др., 2014]. Эффузивные комплексы большой мощности формировались в подводной обстановке. Установлено три фазы тектоно-вулканической активности, соответствующие позднему турне, раннему визе и началу позднего визе. Каждый ритм начинается базальтами и заканчивается кислыми вулканиками [Салихов, Яркова, 1992]. Затухание рифтогенного вулканизма произошло к концу визе. К этому времени приурочено внедрение массивов Магнитогорской группы, образующих линейную цепочку в центральной зоне грабена, маркирующую разломную зону растяжения [Пучков, 2000].

Особенности распределения разнофациальных осадков объясняются историей геодинамического развития территории. К началу карбона в связи с завершением субдукционных процессов на западной окраине Уральского палеоокеана к южно-уральской части пассивной окраины Балтики были аккретированы комплексы Магнитогорской островной дуги. Процесс аккреции (мягкой коллизии) надсубдукционных вулканических комплексов сопровождался перестройкой и смещением зоны субдукции на восток — в сторону закрывавшегося океана [Пучков, 2000]. На мощной островодужной коре, аккретированной к континенту, в позднем девоне в зоне Магнитогорской дуги начинает формироваться карбонатный шельф. В раннем карбоне в области этого шельфа образуется рифтогенная зона с интенсивным бимодальным вулканизмом. Заложение грабен-рифта, сопровождавшееся вулканизмом, происходило в транспрессивном сдвигово-раздвиговом режиме [Салихов, 1996; Тевелев и др., 2003; Салихов и др., 2014]. В позднем турне происходит перестройка структурного плана территории [Вулканизм..., 1992], связанная с заложением постсубдукционной рифтовой структуры на островодужном основании. Заложение рифта, по-видимому, было неодновременным. Ранняя стадия постсубдукционного рифтогенеза фиксируется субщелочными вулканиками трахибазальт-трахиандезит-риолитовой формации фамена [Салихов и др., 1987; Салихов, Горожанина, 1992; Бочкарев, Язева, 2000]. Фаменско-турнейские вулканические центры рифтового типа известны в центральной части Магнитогорской зоны (Верхнеуральский район). К ним относится Сара-Тюбинская толща [Мосейчук, Сурин, 1998]. Предполагается, что рифтогенез был активного типа, в результате подъема мантийного диапира и интенсивного разогрева нижней коры. Возможность активизации мантийного плюма под островодужной корой в период отрыва мантийного «слаба» при закрытии зоны субдукции путем колли-

зии дуги с континентом рассматривается как возможный механизм активизации рифтогенного магматизма в пост-островодужной обстановке [Пучков, 2010]. Также нельзя исключать развитие рифтогенных впадин пассивного типа (пул-апарт), связанных с заложением разломов сдвигового типа по периферии рифтовой зоны [Салихов и др., 2014].

К среднему карбону процессы субдукции в Уральском палеоокеане считаются завершёнными в результате сближения и последующей коллизии двух континентов — Восточно-Европейского и Казахстанского [Пучков, 2000, 2010]. Синколлизонные флишевые осадки в конце среднего карбона (уртазымская свита) заполнили наложенные впадины. В зоне конвергенции оказались сближенными шельфовые, рифовые, вулканические, магматические и микроконтинентальные блоки.

Выводы

Изучение серии разрезов и анализ распределения карбонатных и терригенных отложений девона и карбона в Центрально-Магнитогорской зоне показал, что:

- карбонатные и вулканогенные комплексы позднего девона и раннего карбона формировались на островодужном основании;
- от фамена до позднего визе карбонатные комплексы по латерали сменяются вулканотерригенными и вулканогенными;
- к концу визейского века карбонатонакопление установилось практически повсеместно;
- карбонатные фации верхнего визе, серпуховского и башкирского ярусов распределены в соответствии с неровностями рельефа;
- с конца башкирского века шельфовые карбонатные осадки были перекрыты флишем;
- выявленные фациальные различия карбонатных отложений в разных разрезах свидетельствуют об их первоначальной удаленности друг от друга.

На основе этих данных была построена тектоно-седиментационная модель осадконакопления в Центрально-Магнитогорской зоне, показывающая развитие грабен-рифтовой структуры на островодужном основании и распределение карбонатных осадков в зависимости от близости к центру рифта и от стадии его тектонического развития. Были выделены дорифтовые (D_3f-fm), синрифтовые ($D_3fm-C_1v_2$) и пострифтовые ($C_1v_2-C_2b_1$) осадочные последовательности. В тульское время отмечается активизация тектонических процессов по ранее заложённым разломам. Это привело к дифференциации карбонатных фаций на более глубоководные осадки (Верхняя Кардаилловка), приуроченные к унаследованным прогибам, и мелководные

(Бол. Кизил, Худолаз) в их бортовых зонах. Современное положение этих разрезов не соответствует первоначальному из-за интенсивных сдвиговых смещений на позднепалеозойском коллизионном этапе и, вероятно, на альпийском тектоническом этапе.

Литература:

Вулканизм Южного Урала / И.Б. Серавкин, А.М. Косарев, Д.Н. Салихов, С.Е. Знаменский, М.В. Рыкус, З.И. Родичева, В.И. Сначев. — М.: Наука, 1992. — 197 с.

Бежаев М.М. Флишевая и орогенная формации восточного склона Урала. — Свердловск: Среднеурал. кн. изд-во, 1978. — 207 с.

Бочкарев В.В., Язева Р.Г. Субщелочной магматизм Урала. — Екатеринбург: ИГГ УРО РАН, 2000. — 255 с.

Горожанин В.М., Горожанина Е.Н., Кулагина Е.И. Геологическая позиция разреза Верхняя Кардаилловка (Южный Урал), кандидата в GSSP нижней границы серпуховского яруса // Палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия: Матер. III Всерос. совещ. «Верхний палеозой России: региональная стратиграфия, палеонтология, гео- и биособытия», 24–28 сент. 2012 г., Санкт-Петербург. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. — С. 72–78.

Горожанина Е.Н., Бурдаков А.В. Характеристика вулканогенных образований нововоронинского комплекса по скважине 5502 (восточный борт Магнитогорского прогиба) // Геологический сборник № 1 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 2000. — С. 82–85.

Горожанина Е.Н., Горожанин В.М., Кулагина Е.И., Пазухин В.Н. Тектоно-седиментационная модель образования визейско-серпуховских отложений разреза Верхняя Кардаилловка // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер IX Межрег. науч.-практ. конф., 19–22 ноября 2012 г., Уфа. — Уфа: ДизайнПресс, 2012. — С. 16–20.

Горожанина Е.Н., Пазухин В.Н., Горожанин В.М. Палеофациальная модель осадконакопления нижнекаменноугольных отложений на Южном Урале // Типовые разрезы карбона России и потенциальные глобальные стратотипы: Матер. Международ. полевого совещ. Уфа–Сибай, 13–18 авг. 2009 г. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. — С. 12–21.

Горожанина Е.Н., Пазухин В.М., Пучков В.Н. Палеогеодинамические условия переотложения конодонтов в осадках позднего девона — раннего карбона Южного Урала // Докл. РАН. — 2010. — Т. 432, № 2. — С. 210–214.

Знаменский С.Е. Структурная эволюция Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) в позднем палеозое // Докл. РАН. — 2008. — Т. 420, № 1. — С. 85–88.

Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Позднеколлизионные транспрессивные и трансстенсивные структурные ассоциации Магнитогорского мегасинклинория (Южный Урал) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана: Матер. VI Межрег. науч.-

практ. конф. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2006. — С. 33–34.

Иванова Р.М. Литологические особенности разрезов и условия осадконакопления средне-поздневизейского и раннебашкирского времени в Центральной части Магнитогорского синклинория // Каменноугольные отложения на Урале. — Свердловск: УНЦ РАН, 1975. — С. 110–121.

Казанцева Т.Т., Бобохова Р.Б., Газизова С.А. О верхней возрастной границе зилаирской свиты на Южном Урале // Геологический сборник № 1 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 2000. — С. 62–63.

Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. — 2006. — № 1. — С. 3–21.

Кочеткова Н.М., Лутфуллин Я.Л., Архипова В.В. Башкирские отложения Магнитогорского мегасинклинория // Стратиграфия палеозоя Южного Урала. — Уфа: БФАН СССР, 1977. — С. 78–100.

Кочеткова Н.М., Лутфуллин Я.Л., Пазухин В.Н., Аржавитина М.Ю. Новые материалы к стратиграфии пограничных отложений девона и карбона района г. Верхнеуральска // Стратиграфия и палеонтология палеозоя Южного Урала. — Уфа: БФАН СССР, 1980. — С. 26–33.

Кулагина Е.И. Фораминиферовая последовательность в нижневизейских отложениях разреза Верхняя Кардаилловка на Южном Урале // Геологический сборник № 9 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. — С. 54–62.

Кулагина Е.И., Гишман Н.Б. Зональное расчленение серпуховского яруса по фораминиферам // Стратиграфия и палеогеография карбона Евразии. — Екатеринбург: ИГГ УРО РАН, 2002. — С. 183–192.

Кулагина Е.И., Пазухин В.Н., Николаева С.В., Кочетова Н.Н., Зайнакаева Г.Ф., Гишман Н.Б., Коновалова В.А. Биогермные фации серпуховских и башкирских отложений кизильской свиты на Южном Урале // Типовые разрезы карбона России и потенциальные глобальные стратотипы: Мат-лы Международного полевого совещания «Стратотипические разрезы, предлагаемые и потенциальные ТГСГ карбона в России». Южноуральская сессия. Уфа — Сибай, 13–18 авг., 2009 г. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. — С. 78–96.

Кулагина Е.И., Пазухин В.Н., Кочеткова Н.М., Синицына З.А., Кочетова Н.Н. Стратотипические и опорные разрезы башкирского яруса карбона Южного Урала. — Уфа: Гилем, 2001. — 139 с.

Кулагина Е.И., Николаева С.В., Ричардс Б., Алексеев А.С., Коновалова В.А., Пазухин В.Н., Пучков В.Н. Геологический объект международного значения на Южном Урале // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий: Матер. VIII Межрег. геол. конф. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. — С. 30–34.

Мизенс Г.А. О нижнекаменноугольном флише на восточном склоне Южного Урала // Ежегодник—2000 / ИГиГ УРО РАН. — Екатеринбург, 2001. — С. 51–55.

Мизенс Г.А. Седиментационные бассейны и геодинамические обстановки в позднем девоне – ранней перми юга Урала. – Екатеринбург: ИГГ УРО РАН, 2002. – 190 с.

Мизенс Г.А., Черных В.В., Мизенс Л.И. Отложения фаменской шельфовой зоны Магнитогорской островной дуги на юге Урала // Литосфера. – 2002. – № 1. – С. 72–76.

Мосейчук В.М., Сурин Т.Н. Фамен-турнейская базальт-пикритовая толща (сара-тюбинская) толща Восточно-Магнитогорской зоны Южного Урала: геология, геохимия, минералогия и петрогенезис. – Уфа: УНЦ РАН, 1998. – 111 с.

Николаева С.В., Алексеев А.С., Кулагина Е.И., Гибшман Н.Б., Ричардс Б.Ч., Кочетова Н.Н., Гатовский Ю.А., Коновалова В.А., Зайнакаева Г.Ф., Фазлиахметова Н.В. Новые данные по литологии и палеонтологической характеристике (аммоноидеи, конодонты, фораминиферы) пограничных отложений визейского и серпуховского ярусов в разрезе Верхняя Кардаилловка (Южный Урал) // Бюл. МОИП. Отд. геол. – 2014. – Т. 89, Вып. 4. – С. 53–63.

Пазухин В.Н., Горожанина Е.Н. Разрез «Верхняя Кардаилловка» // Путеводитель геологических экскурсий по карбону Урала. Южноуральская экскурсия / Под ред. *Б.И. Чувашова*. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2002. – Ч. 1. – С. 59–67.

Пазухин В.Н., Кулагина Е.И., Николаева С.В., Кочетова Н.Н., Коновалова В.А., Зайнакаева Г.Ф. Обоснование нижней границы серпуховского яруса в разрезе Верхняя Кардаилловка, как претендента на GSSP // Типовые разрезы карбона России и потенциальные глобальные стратотипы: Мат-лы Международного полевого совещания «Стратотипические разрезы, предлагаемые и потенциальные ТГСГ карбона в России». Южноуральская сессия. Уфа – Сибай, 13–18 августа, 2009. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. – С. 129–141.

Пазухин В.Н., Кулагина Е.И., Николаева С.В., Кочетова Н.Н., Коновалова В.А. Серпуховский ярус в разрезе Верхняя Кардаилловка, Южный Урал // Стратиграфия. Геологическая корреляция. – 2010. – Т. 18, № 3. – С. 45–65.

Путеводитель экскурсий по разрезам карбона восточного склона Южного Урала. Магнитогорский синклиниорий / Под ред. *Г.А. Смирнова*. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1972. – 115 с.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Даурия, 2000. – 146 с.

Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. – 280 с.

Решение Межведомственного регионального стратиграфического совещания по среднему и верхнему палеозою Русской платформы с региональными, стратиграфическими схемами. Ленинград, 1988 г. Каменноугольная система / Ред. *А.Х. Кагарманов, Л.М. Донакова*. – Л.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1990. – 41 с.

Салихов Д.Н. Верхнепалеозойский коллизионный этап на Южном Урале (стадии развития, формации) //

Ежегодник–1995 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа, 1996. – С. 143–149.

Салихов Д.Н., Горожанина Е.Н. Петрохимия типовых вулканогенных пород верхнего девона Магнитогорского мегасинклиория // Вопросы геологии, минералогии, геохимии и полезных ископаемых Южного Урала. – Уфа: БНЦ РАН, 1992. – С. 99–109.

Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклиория. – Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. – 138 с.

Салихов Д.Н., Яркова А.В., Салихова Р.Н., Мосейчук В.М. Вулканизм позднего девона Магнитогорского мегасинклиория: Препр. / АР СССР. Башкирский филиал. Ин-т геологии. – Уфа, 1987. – 33 с.

Салихов Д. Н., Мосейчук В. М., Холоднов В. В., Рахимов И. Р. Каменноугольный вулканогенно-интрузивный магматизм Магнитогорско-Богдановского грабена в свете новых геолого-геохимических данных // Литосфера. – 2014. – № 5. – С. 33–56.

Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М. Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. – Уфа: Полиграфкомбинат, 2001. – 318 с.

Степанова Т.И., Кучева Н.А. Разрез «Худолаз» – стратотип горизонтов субрегиональной схемы нижнекаменноугольных отложений восточного склона Урала // Литосфера. – 2006. – № 1. – С. 45–75.

Стратиграфические схемы Урала (докембрий, палеозой). – Екатеринбург, 1993. – 151 л.

Тагиров И.А. Новые данные о геологическом строении Магнитогорского синклиория // Тектоника и нефтеносность Урала и Приуралья. – Уфа: БФАН СССР, 1978. – С. 7–11.

Тевелев Ал.В., Дегтярев К.Е., Кошелева И.А., Правикова Н.В. Раннекаменноугольный вулканизм Южного Урала и Зауралья (проблемы геодинамической интерпретации) // Тектоника и геодинамика континентальной литосферы: Матер. XXXVI Тектонич. совещ. – М.: Наука, 2003. – С. 226–230.

Тевелев А.В., 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. – М: Изд-во МГУ, 2006. – 293 с.

Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П., Бородина Н.С., Холоднов В.В., Зинькова Е.А., Шардакова Г.Ю., Прибавкин С.В. Этапы палеозойского интрузивного магматизма Уральского орогена и их геодинамическая интерпретация // Геодинамика, магматизм, метаморфизм и рудообразование. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. – С. 89–120.

Чувашов Б.И., Иванова Р.М., Колчина А.Н. Верхний палеозой восточного склона Урала. Стратиграфия и геологическая история. – Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. – 230 с.

Kulagina E.I., Nikolaeva S.V., Gorozhanina E. N., Kucheva N.A., Stepanova T.I., Alekseev A.S., Richards B.Ch., Kochetova N.N., Gorozhanin V.M., Puchkov V.N., Konovalov

va V.A. Carboniferous references: potential candidates for the base of the Serpukhovian GSSP and organic buildups, South Urals // XVIII International Congress on the Carboniferous and Permian: Post-Congress C₃ Trip: 16–20 Aug. 2015. – Ufa: IG USC RAS, 2015. – 40 p.

Nikolaeva S.V., Kulagina E.I., Pazukhin V.N., Kochetova N.N., Konovalova V.A. Paleontology and microfacies of the Serpukhovian in the Verkhnyaya Kardailovka section, south Urals, Russia: potential candidate for the GSSP for the Viséan-Serpukhovian boundary // Newsletters on Stratigraphy. – 2009. – No 43. – P. 165–193.

Сведения об авторе:

Горожанина Елена Николаевна. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: gorozhanin@ufaras.ru.

TECTONO-SEDIMENTARY MODEL FOR SEDIMENTATION EVOLUTION IN THE CENTRAL MAGNITOGORSK ZONE IN THE SOUTHERN URALS

E. N. Gorozhanina

Gorozhanina Elena Nickolaevna. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS) Ufa, Russia. E-mail: gorozhanin@ufaras.ru

Abstract. On the base of the analysis of Devonian and Carboniferous carbonate and terrigenous sediments distribution in the Central Magnitogorsk zone, the tectono-sedimentary model was elaborated to show the development of graben-rift structure formed on the volcanic arc basement and controlling the distribution of carbonate lithofacies in dependence on a distance from the rift axis and on the stage of its development. The pre-rift, syn-rift and post-rift sedimentary sequences were established. The facial differences of the carbonate sediments in different sections testify for their primary faraway distance from each other.

Key words: the Southern Urals, Devonian, Carboniferous, carbonate lithofacies, shelf, tectono-sedimentary model, Magnitogorsk-Bogdanovka graben-rift.

УДК 553.07

С. Е. Знаменский, Н. М. Знаменская

**СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЗОНЕ
НУРАЛИНО-ВОЗНЕСЕНСКО-БУЙДИНСКОГО РАЗЛОМА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)**

Аннотация. Рассмотрены структурные условия формирования золото-сульфидных и золото-сульфидно-кварцевых месторождений зоны Нуралино-Вознесенско-Буйдинского разлома. Показано, что ведущим рудоконтролирующим фактором при формировании золоторудной минерализации служили сдвиговые деформации. Позиция месторождений золота в разломной зоне определяется узлами пересечения разрывов, трансенсивными дуплексами и комбинированными структурами, сочетающими в себе узлы пересечения разрывов и сдвиговые дуплексы растяжения. Выделены участки, перспективные на поиски золото-сульфидного оруденения.

Ключевые слова: структурный контроль, золотое оруденение, зона разлома, сдвиг, трансенсивный дуплекс.

Нуралино-Вознесенско-Буйдинский разлом (НВБР) близмеридионального простирания расположен на северном замыкании Магнитогорской синформы Южного Урала и представляет собой зону малоамплитудных сдвигов и косых разрывов, прослеживающуюся по простиранию на расстояние более 90 км при ширине 4–9,5 км. По данным гравиразведки глубина заложения разломной зоны составляет не менее 5–6 км. НВБР входит в систему вторичных разрывных нарушений крупного левостороннего трансенсивного дуплекса, который занимает северное окончание синформы (рис. 1) [Знаменский, Знаменская, 2009]. Дуплекс относится к структурам растяжения региональной Восточной сдвиговой зоны близмеридионального простирания, проходящей вдоль контакта синформы с Восточно-Уральским поднятием. Сдвиговая зона образовалась на позднепалеозойском этапе общей коллизии после главной фазы надвиговых деформаций [Знаменский, 2008].

Трансенсивный дуплекс играет ведущую роль в размещении на северном замыкании синформы месторождений и рудопроявлений золота, подавляющее большинство из которых имеет позднепалеозойский возраст [Знаменский, Знаменская, 2009]. В пределах дуплекса главной золотоконтролирующей структурой является зона НВБР. В ней сконцентрировано более 70 золоторудных объектов. По современным кондициям промышленное значение имеют золото-сульфидные и золото-сульфидно-кварцевые месторождения. На северном фланге разломной зоны локализованы малые интрузии

и дайки Балбукского сиенит-гранит-порфирового комплекса (PZ₃). Нами выполнены детальные структурно-тектонифизические исследования на 14 месторождениях и рудопроявлениях золота, расположенных в зоне НВБР. Полученные данные, а также материалы предыдущих работ позволили уточнить строение и кинематику НВБР, выяснить основные закономерности структурного контроля золото-сульфидного и золото-сульфидно-кварцевого оруденения и дать рекомендации по направлению поисковых работ.

В истории формирования НВБР установлены две стадии, имеющие золотоконтролирующее значение: ранняя левосдвиговых и поздняя правосторонних дислокаций. На первой стадии в зоне НВБР сформировались золото-сульфидные месторождения с Rb-Sr изохронным возрастом 295 (Муртыкты) и 286 (Карагайлы) млн. лет (рис. 2) [Горожанин, 1998]. Образование золото-сульфидно-кварцевых месторождений и рудопроявлений, имеющих Rb-Sr возраст 266 (Малый Каран) и 255 (Рытовские жилы) млн. лет, происходило в условиях поздних правосторонних дислокаций [Знаменский и др., 2014; Горожанин, 1998]. Выяснено, что позиция месторождений и рудопроявлений золота, независимо от их формационной принадлежности, определяется узлами пересечения разрывов, трансенсивными дуплексами и комбинированными структурами, сочетающими в себе узлы пересечения разрывов и сдвиговые дуплексы растяжения.

Золото-сульфидные месторождения локализованы главным образом в узлах пересечения вторичными разрывами зоны НВБР ранее образованных взбросо-надвигов северо-восточного простирания.

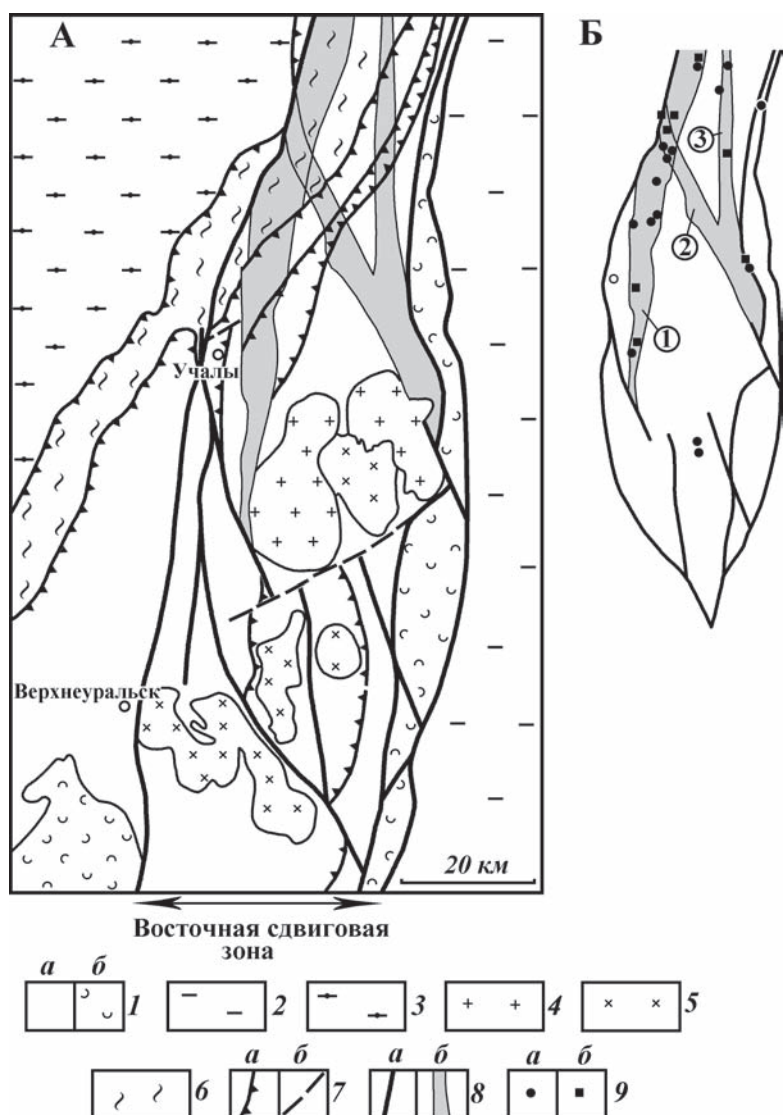


Рис. 1. Структурная схема северного фланга Магнитогорской синформы (А) и основные элементы строения трансенсивного дуплекса (Б)

Условные обозначения: 1 — осадочные и вулканогенные комплексы Магнитогорской синформы девонского (а) и каменноугольного (б) возраста; 2 — палеозойские отложения Восточно-Уральского поднятия; 3 — докембрийские метаморфические толщи Башкирского антиклинория и зоны Уралтау; 4 — граниты Ахунковского и Карагайского массивов (C₂); 5 — гранитоидные комплексы (D₃-C₁); 6 — зона меланжа Главного Уральского разлома; 7–8 — коллизионные разломы: 7 — ранние надвиги (а) и сопряженные с ними трансферные разломы (б), 8 — поздние сдвиги (а), в т.ч. вторичные сдвиговые зоны трансенсивного дуплекса (б); 1 — Нуралино-Вознесенско-Буйдинская, 2 — Малокаранско-Сиратурская, 3 — Орловско-Выдринская; 9 — месторождения (а) и рудопроявления (б) золота.

Такую структурную позицию занимают месторождения Веселое, Среднее Убалы [Знаменский и др., 2012] и Муртыкты.

Месторождение Муртыкты с разведанными запасами 30 т залегает среди вулканогенно-осадочных толщ карамалыташской свиты (D₂), перекрытых улутаускими терригенно-кремнистыми отложениями (D₂₋₃). Оно приурочено к узлу пересечения регионального Тунгатаровского разлома северо-восточного простирания с более поздней Сайтаковской сдвиговой зоной, входящей в состав НВБР (рис. 3А). Тунгатаровский разлом в районе месторождения представляет собой чешуйчатый взбросо-надвиг юго-восточного падения, сопровождающийся в тыловой части восточнвергентными взбросами [Знаменский, 1992]. С системой Тунгатаровских разломов сопряжены трансферные разрывы северо-западного простирания. Сайтаковская зона в узле пересечения характеризуется искривлением

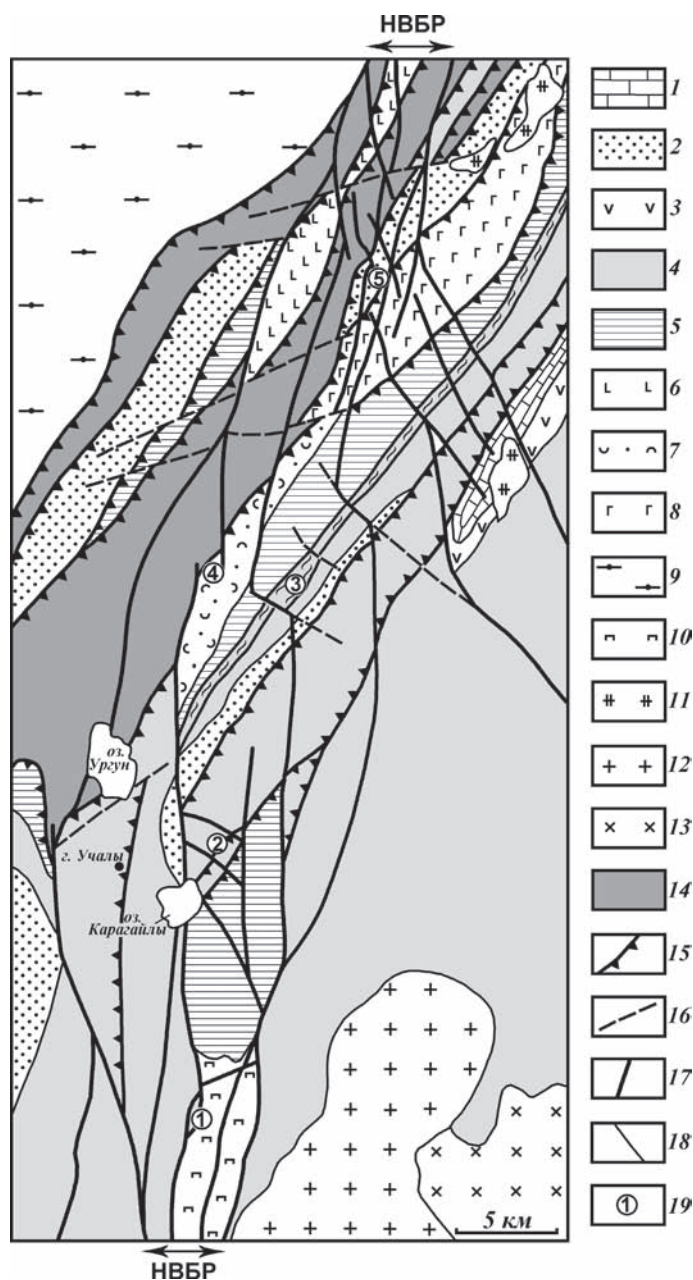
против часовой стрелки. Изгиб связан с наследованием разрывами, ограничивающими сдвиговую зону, северо-западных трансферных разломов. В период формирования месторождения по ней происходили движения с левым знаком. Об этом свидетельствуют поля палеонапряжений, которые реконструированы нами с помощью статистического метода П.Н. Николаева [1977] по рудным прожилкам на рудопроявлении, залегающем в восточном граничном разломе сдвиговой зоны (диаграмма на рис. 3А). Как показали результаты моделирования [Геологоструктурные методы..., 1982], на изгибах сдвиговых зон, способствующих смещениям по ним, возникают локальные области абсолютного или относительного растяжения (рис. 3Б). Следует отметить, что в экспериментах области растяжения распространялись за пределы разломных зон.

На месторождении разведано четыре рудные зоны: Промежуточная, Восточная, Западная и Ик-Давлят. Прожилково-вкрапленная золото-сульфидная минерализация локализована во вторичных разрывах чешуйчатого взбросо-надвига (рис. 4). По рудовмещающим разломам реконструированы внутриминерализационные сдвиговые смещения, преимущественно с левым знаком. Рудные тела и рудные столбы в их пределах приурочены к изгибам разломов, главным образом по простиранию.

Особенности структурной эволюции рудовмещающих разломов можно проиллюстрировать на примере восточнвергентного взброса, вмещаю-

Рис. 2. Геолого-структурная схема южного фланга зоны Нуралино-Вознесенско-Буйдинского разлома (составлена с использованием данных геологических съемок масштаба 1:50 000 [Анисимов, 1978 г., 1982 г.]

Условные обозначения: 1 — известняки (C_{1-2}); 2 — граувакковые отложения зилаирской свиты (D_3-C_1); 3 — базальты, андезибазальты и их туфы буряминской толщи (D_3); 4 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи карамальташской (D_2) и улугтауской (D_{2-3}) свит; 5 — вулканы ириендыкской свиты (D_2); 6 — базальты (D_1); 7 — терригенно-кремнистые породы мансуровской толщи (D_1); 8 — диабазы поляковской свиты (O_3); 9 — докембрийские метаморфические толщи; 10 — офиолитовый габбро-ультрабазитовый комплекс; 11 — интрузии Балбукского комплекса (C_2-P); 12 — граниты Ахуновского массива (C_2); 13 — гранитоиды (D_3); 14 — серпентиниты; 15 — надвиги и взбросы; 16 — трансферные разломы; 17 — сдвиги; 18 — геологические границы; 19 — месторождения и рудопроявления золота: 1 — Ганеевское, 2 — Карагайлы, 3 — Муртыкты, 4 — Рытовские жилы, 5 — Малый Каран.



шего рудное тело № 1 Восточной зоны. Наблюдения выполнены в висячем крыле разлома в слоистых туффитах основного состава, которые смяты в мелкие подобные складки волочения. Статистическая обработка массовых замеров элементов залегания слоистости позволила реконструировать положение оси складчатости (диаграмма *a* на рис. 4). Ее ориентировка указывает на взбросовые смещения по разлому. Складки волочения пересекаются сульфидными (пирит-халькопирит-сфалеритовыми) и более поздними карбонат-кварцевыми прожилками.

Золотоносные сульфидные прожилки выполняют близмеридиональные R- и субширотные R'-сколы [Silvester, 1988], крутопадающие отрывы северо-западного простирания и близгоризонтальные трещины неясного генезиса (диаграмма *b* на рис. 4). По ним восстановлено сдвиговое поле палеонапряжений с северо-западным направлением оси σ_3 . Реконструированное поле напряжений характерно для левых взбросо-сдвигов. Формирование поздних карбонат-кварцевых прожилков происходило в режиме субширотного сжатия (диаграмма *b* на рис. 4) и правых взбросо-сдвиговых смещений по основному разлому.

Таким образом, в размещении золотого оруденения месторождения Муртыкты отчетливо выражен тектонофизический контроль зоной локального растяжения, возникшей в узле пересечения Тунгатаровского взбросо-надвига левыми сдвигами НВБР. В пределах структурного узла золото-сульфидная минерализация локализована во вторичных разрывах Тунгатаровского разлома, испытавших на рудном этапе сдвиговые движения.

Ведущую роль в структурном контроле золото-сульфидно-кварцевого оруденения играют трансенсивные дуплексы, образовавшиеся на ступенчатых перекрытиях близмеридиональных сдвигов на месте сдвиговых дуплексов сжатия. В такой структурной обстановке сформировались, например, Ганеевское месторождение и Октябрьское рудопроявление на Буйдинском участке [Знаменский и др., 2014₁], а также золоторудные объекты участка Красная жила.

В пределах участка Красная жила расположены одноименное месторождение и рудопроявление Рытовские жилы (рис. 5). Участок сложен эффузивами основного состава ($O_3-S_1?$), терригенно-крем-

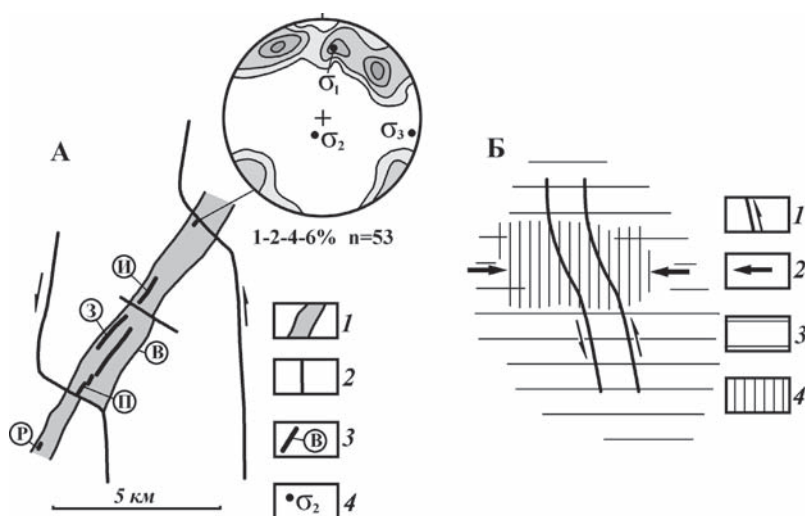


Рис. 3. Структурная позиция месторождения Муртыкты (А) и распределение на изгибах сдвиговых зон областей локального растяжения при региональном сжатии (Б) [Геологоструктурные методы..., 1982]. Диаграмма (сетка Вульфа, верхняя полу-сфера) плотностей полюсов рудных прожилков

Условные обозначения: А: 1 — зона Тунгатаровского взбросо-надвига; 2 — разломы, ограничивающие Сайтаковскую сдвиговую зону; 3 — рудные зоны: П — Промежуточная, В — Восточная, З — Западная, И — Ик-Давлят месторождения Муртыкты, Р — рудопроявления Интер; 4 — на диаграмме оси главных нормальных напряжений (σ_1 — максимальных, σ_2 — промежуточных, σ_3 — минимальных). Б: 1 — разрывы и направления смещений по ним; 2 — направление сжимающих усилий; 3 — области сжатия; 4 — области локального растяжения.

нистыми породами мансуровской толщи (D_1) и серпентинитами, прорванными дайками габбро и габбро-диоритов неизвестного возраста. В структурном отношении он представляет собой правоступенчатое перекрытие двух разломов меридионального простирания, по которым установлены ранние движения с левым и поздние с правым знаком. С левосдвиговыми дислокациями по разломам, индикатором которых могут служить складки волочения (диаграмма *в* на рис. 5), связано формирование на ступенчатом перекрытии трансрессивного дуплекса. Его внутренние части нарушены чешуйчатыми левыми сдвиго-взбросами крутого падения, вмещающими серпентиниты и листвениты по ним. В процессе поздних правосторонних смещений

дуплексная структура сжатия была трансформирована в трансенсивный дуплекс, а чешуйчатые разломы преобразованы в правые сдвиги. Модель формирования структуры участка Красная жила представлена на рис. 5Б.

В связи с правосдвиговыми дислокациями в пластине терригенно-кремнистых пород мансуровской толщи, расположенной на юго-восточном фланге участка, образовались три системы мелких сдвиговых нарушений северо-восточного, северо-западного и близмеридионального простирания, вмещающих жильно-прожилковую золото-сульфидно-кварцевую минерализацию рудопроявления Рытовские жилы. По кинематике и ориентировке эти системы золотоносных сдвигов аппроксимируются синтетическими (R-сколами), антитетическими (R'-сколами) и вторичными синтетическими (P-сколами) сдвигами. На месторождении Красная жила золото-сульфидно-кварцевая минерализация лока-

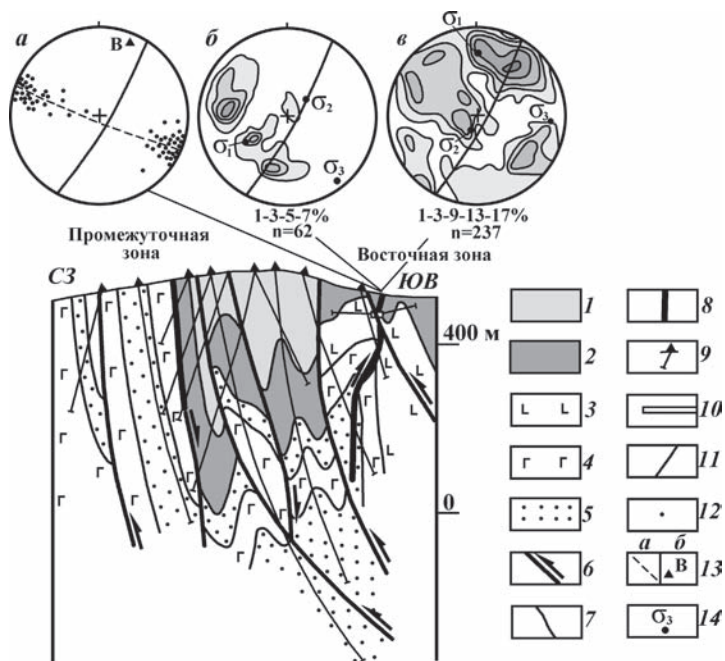


Рис. 4. Геологический разрез месторождения Муртыкты по профилю 53. Диаграммы плотностей полюсов слоистости (а), золото-сульфидных (б) и послерудных карбонат-кварцевых (в) прожилков

Условные обозначения: 1 — терригенно-кремнистые отложения улутауской свиты (D_{2-3}); 2-5 — карамалыташская свита (D_2): 2 — базальты и андезитобазальты, 3 — диабазы, 4 — туфы и туффиты основного состава, 5 — туффиты смешанного состава и кремнистые сланцы; 6 — разломы и направления смещения по ним; 7 — геологические границы; 8 — рудные зоны; 9 — скважины; 10 — горные выработки; на диаграммах: 11 — плоскость основного разлома; 12 — полюса слоистости; 13 — плоскость пояса слоистости (а) и реконструированный шарнир складчатости (б); 14 — оси главных нормальных напряжений (σ_1 — максимальных, σ_2 — промежуточных, σ_3 — минимальных).

лизована в разломе, ограничивающем тектоническую пластину, и пространственно совмещена с колчеданным оруденением халькопирит-пирро-

тин-пиритового состава. Тектонофизические реконструкции показали, что формирование золото-сульфидно-кварцевой минерализации на участке

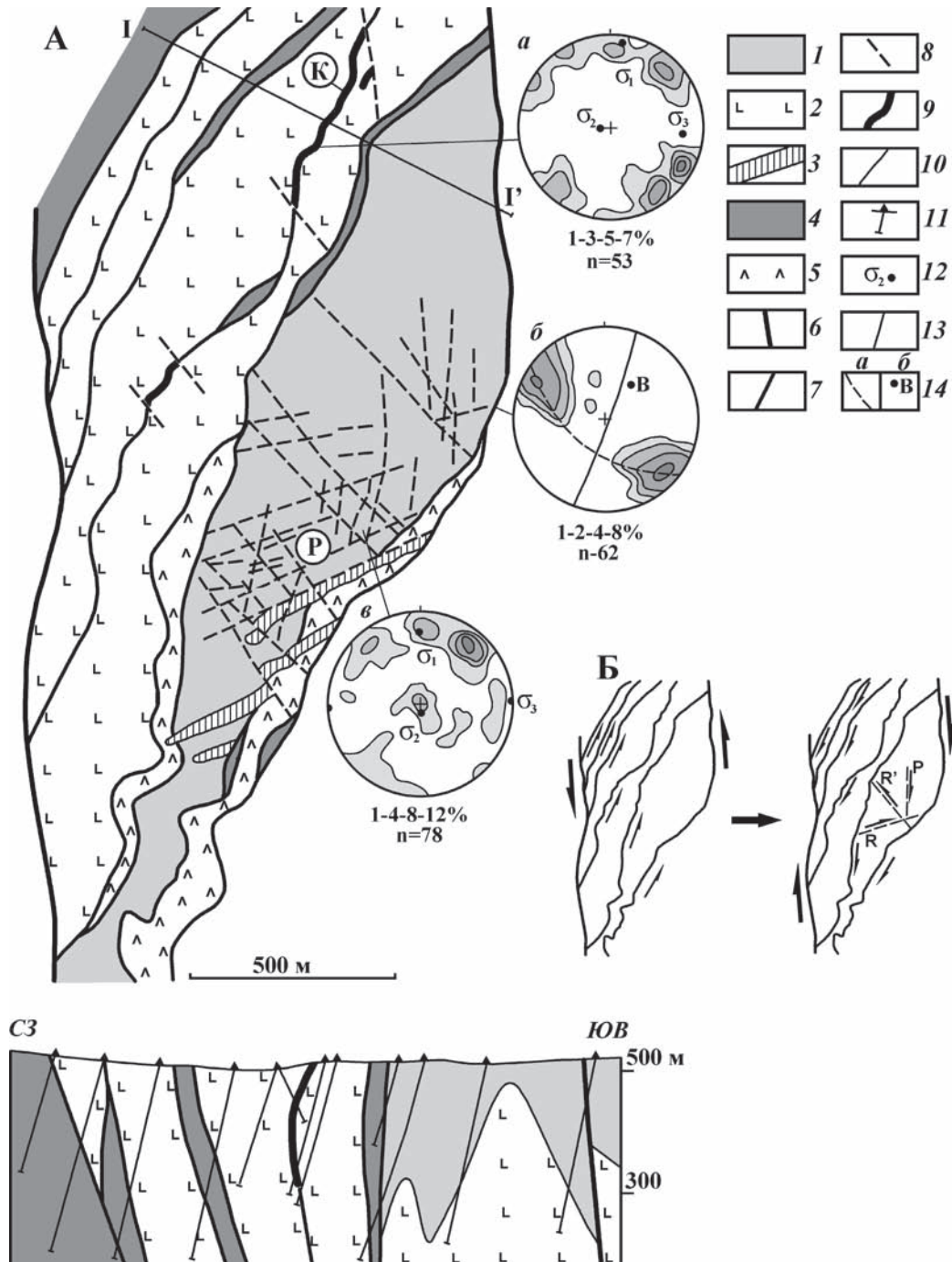


Рис. 5. Геолого-структурная схема, разрез (А) и модель формирования структуры (Б) участка Красная жила. Диаграммы (сетка Вульфа, верхняя полушфера) плотностей полосов золото-сульфидно-кварцевых прожилков (а, в) и слоистости (б) **Условные обозначения:** 1 — терригенно-кремнистые породы мансуровской толщи (D_1); 2 — базальты, андезитобазальты и их туфы ($O_3-S_1?$); 3 — дайки габбро и габбро-диоритов; 4 — серпентиниты; 5 — листвениты; 6 — главные сдвиги; 7 — вторичные разрывы, разрушающие дуплекс; 8 — рудовмещающие вторичные сдвиги; 9 — рудные тела месторождения Красная жила; 10 — геологические границы; 11 — скважины; на диаграммах: 12 — оси главных нормальных напряжений (σ_1 — максимальных, σ_2 — промежуточных, σ_3 — минимальных), 13 — плоскость разлома, 14 — плоскость пояса слоистости (а) и шарнир складчатости (б). Литерами в кружках обозначены: К — месторождение Красная жила, Р — рудопроявление Рытовские жилы.

Красная жила происходила в условиях сдвиговых полей палеонапряжений, характеризовавшихся субширотной ориентировкой оси минимальных главных нормальных напряжений. (диаграммы *a* и *в* на рис. 5).

К структурам комбинированного типа приурочены золото-сульфидное месторождение Карагайлы, а также месторождения и рудопроявления Малокаранско-Александровской площади. Малокаранско-Александровская площадь представляет собой узел пересечения разрывных нарушений трех возрастных групп (от ранних к поздним) (рис. 6А): 1) тектонической пластины вулканогенно-осадочных пород, ограниченной зонами серпентинитового меланжа Аушкульского и Малокумачинского взбросо-надвигов юго-восточного падения; 2) системы магматических дуплексов растяжения, которые локализованы в левосторонней сдвиговой зоне близмеридионального простирания, относящейся к НВБР; 3) синрудной левосдвиговой зоны северо-западного направления, имеющей дуплексное строение [Знаменский, Знаменская, 2011]. Магматические дуплексы выполнены телами сиенит-диоритов, сиенит-порфиров и граносиенит-порфиров Балбукского комплекса позднепалеозойского возраста.

Главной рудоконтролирующей структурой Малокаранско-Александровской площади служит левосдвиговая зона северо-западного простирания. Ограничивающие ее Северо-Александровский и Малокаранский разломы образуют левоступенчатое перекрытие. На южном фланге ступенчатого офсета располагается дуплекс растяжения линзовидной в плане конфигурации. Тектоническая линза нарушена эшелонированными дополнительными левыми сдвигами запад-северо-западного простирания, соответствующими по положению и кинематике R-сколам. По простиранию сдвиговой зоны дуплекс растяжения сменяется в северо-западном направлении областью развития дополнительных левых сдвигов и взбросо-сдвигов северо-западного простирания, по-видимому, относящихся к вторичным синтетическим сдвигам. Близмеридиональные разломы второй возрастной группы, трансформированные на рудном этапе в правосторонние разрывы, существенной роли в размещении золоторудной минерализации не играли.

Сдвиговый дуплекс растяжения вмещает Малокаранское и Александровское месторождения, а также значительную часть рудопроявлений. Оруденение представлено здесь зонами метасоматитов эйситового состава, содержащими сульфидно-альбит-кварцевые штокверки. Наиболее крупный объект Малокаранско-Александровской площади — месторождение Малый Каран залегает вблизи юго-за-

падного угла дуплекса в зоне одноименного разлома в интервале сопряжения его с дополнительными сдвигами запад-северо-западного простирания. Рудоносный интервал отличается небольшим отклонением (на 5–10°) против часовой стрелки относительно общего простирания разломной зоны и представляет собой изгиб растяжения. Вероятно, этот изгиб являлся и основным рудоподводящим каналом, так как большинство рудопроявлений Малокаранско-Александровской площади сосредоточено вокруг него.

Формирование золотоносных эйситов в зоне Малокаранского разлома происходило в пульсирующем режиме латерального сжатия в течение трех основных фаз. Тектонофизические реконструкции выполнены с помощью статистического метода П.Н. Николаева [1977]. На ранней фазе в обстановке субширотного сжатия и интенсивных динамометаморфических преобразований вмещающих пород образовались магистральные шовы и сетка разрывов вторичного парагенезиса (рис. 6Б), а также зоны метасоматитов эйситового состава (диаграмма *a* на рис. 6Б). В течение второй фазы, после прекращения активного стресса, сменившегося условиями двухосного растяжения в вертикальном и горизонтальном северо-восточном направлениях, в зонах эйситизации сформировались мелкие жилы и прожилки альбит-кварцевого состава, локализованные в трещинах скола и реже отрыва (диаграмма *б* на рис. 6Б). На поздней фазе в условиях возобновившегося близширотного сжатия образовалась золотоносная прожилково-вкрапленная сульфидная минерализация (диаграмма *в* на рис. 6Б). Она развита преимущественно в эйситах и размещается в трещинах скола, тонких зонах милонитизации и по плоскостям рассланцевания.

Таким образом, ведущим рудоконтролирующим фактором при формировании в зоне НВБР золото-сульфидного и золото-сульфидно-кварцевого оруденения служили сдвиговые деформации. К числу наиболее распространенных структур, определяющих позицию месторождений и рудопроявлений золота, относятся узлы пересечения разрывов, трансформированные дуплексы и комбинированные структуры, сочетающие в себе узлы пересечения разрывов и сдвиговые дуплексы растяжения. Результаты исследований позволили выделить в разломной зоне участки, перспективные на поиски золотого оруденения. В структурном отношении перспективными на обнаружение золото-сульфидных руд являются интервалы Тунгатаровского разлома, сопряженные со структурным узлом, вмещающим месторождение Муртыкты (см. рис. 2). Как отмечалось выше, в окружающем этот узел геологическом пространстве в период формирования месторожде-

ния могли возникнуть области локального растяжения, благоприятные для проявления процессов минерализации (см. рис. 3 Б). На существование на флангах месторождения тектонофизической

обстановки растяжения указывают проявления золото-сульфидных руд Интер, Евгеньевская жила и другие. Перспективными являются также фланги золото-сульфидного месторождения Карагай-

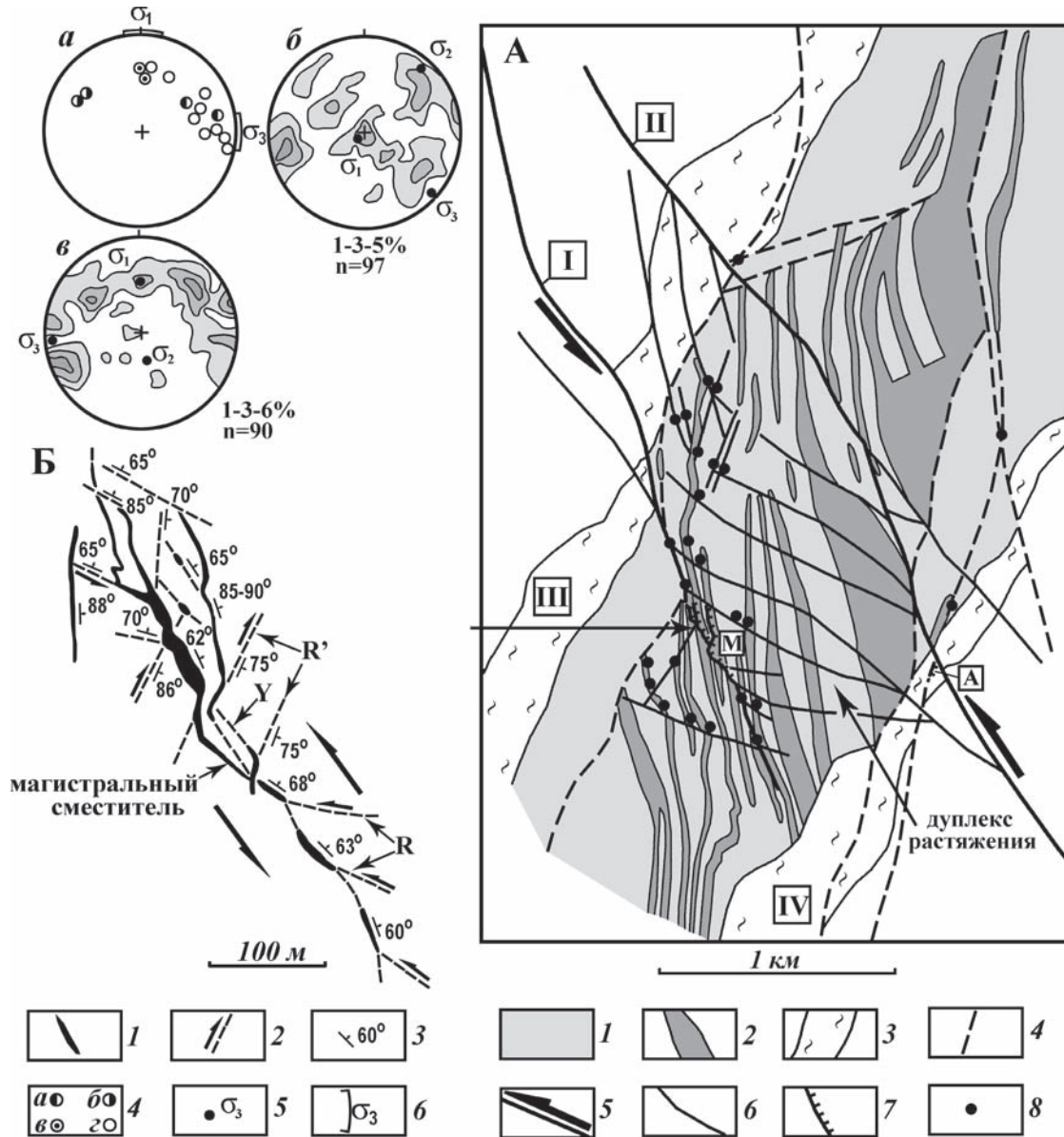


Рис. 6. Структурные схемы Малокаранско-Александровской площади (А) и месторождения Малый Каран (Б) (составлены с использованием данных треста «Башзолото» и Н.И. Бородаевского [1938]). Диаграммы (сетка Вульфа, верхняя полусфера): а — полюсов разрывов, вмещающих зоны эйситов, б — плотностей полюсов альбит-кварцевых прожилков, в — плотностей полюсов сульфидных прожилков.

Условные обозначения: А: 1 — вулканогенно-осадочные породы; 2 — интрузивные тела Балбукского сиенит-гранит-порфирового комплекса (S_2-P); 3 — зоны серпентинитового меланжа; 4 — мажмаконтролирующие сдвиги; 5–6 — рудоконтролирующие сдвиги: 5 — главные и направление смещения по ним, 6 — вторичные; 7 — рудные зоны месторождений Малый Каран и Александровское; 8 — мелкие рудопоявления. Римскими цифрами в квадратах обозначены разломы: I — Малокаранский, II — Северо-Александровский, III — Аушкульский, IV — Малокумачинский; литерами — месторождения: М — Малый Каран, А — Александровское. Б: 1 — зоны эйситов с сульфидно-альбит-кварцевыми штокверками; 2 — разрывы (стрелками показана горизонтальная составляющая смещений крыльев); 3 — элементы залегания разрывов; на диаграммах: 4 — полюса разрывов, вмещающих зоны эйситов (а — левых сдвигов, б — правых сдвигов, в — сбросов, г — разрывов неопределенного кинематического типа), 5 — оси главных нормальных напряжений (σ_1 — максимальных, σ_2 — средних и σ_3 — минимальных), 6 — секторы возможной ориентировки осей главных нормальных напряжений.

лы (рис. 2). Месторождение локализовано в узле пересечения чешуйчатого взбросо-надвига юго-восточного падения двумя близмеридиональными сдвигами, входящими в систему нарушений НВБР. В условиях ранних левосторонних смещений между сдвигами образовался транстенсивный дуплекс, нарушенный вторичными разрывами северо-западного простирания. Механизм его образования сходен с экспериментальной моделью развития дуплексов «Риделя», формирующихся при наложении на R-сколы Y-сдвигов [Woodcock, Fisher, 1986]. В дуплексах этого типа локализовано крупнейшее на Южном Урале месторождение Кочкарь с запасами золота около 300 т [Знаменский, Серавкин, 2005]. Перспективы поисков в зоне НВБР золото-сульфидно-кварцевого оруденения представляются весьма ограниченными.

Литература:

- Бородаевский Н.И.** Золотоносные альбититы рудника Малый Каран в Учалинском районе БАССР на Южном Урале. – М.: Нигризолото, 1938. – 48 с.
- Горожанин В.М.** Первичный изотопный состав стронция в магматических комплексах Южного Урала // Магматизм и геодинамика. – Екатеринбург: УрО РАН, 1998. – С. 98–108.
- Геологоструктурные методы** изучения эндогенных рудных месторождений / *Отв. ред. Н.П. Лаверов.* – М.: Наука, 1982. – 230 с.
- Знаменский С.Е.** Структура и закономерности размещения золото-полиметаллического оруденения Ильинского рудного поля. – Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. – 80 с.
- Знаменский С.Е.** Структурная эволюция Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) в позднем палеозое // Доклады РАН. – 2008. – Т. 420, № 1. – С. 85–88.
- Знаменский С.Е., Знаменская Н.М.** Роль сдвиговых дуплексов в региональном структурном контроле поздне-палеозойского золотого оруденения Магнитогорской мегазоны (Южный Урал) // Литосфера. – 2009. – № 4. – С. 83–92.
- Знаменский С.Е., Знаменская Н.М.** Рудовмещающие транстенсивные дуплексы золото-кварцевых и золото-сульфидно-кварцевых месторождений Южного Урала // Литосфера. – 2011. – № 1. – С. 94–105.
- Знаменский С.Е., Мичурин С.В., Знаменская Н.М.** Структурный контроль и источники вещества месторождений и рудопроявлений золота Убалинской зоны на Южном Урале // Известия Отделения наук о Земле и природных ресурсов Академии наук Республики Башкортостан. – 2012. – № 18. – С. 27–32.
- Знаменский С.Е., Мичурин С.В., Веливецкая Т.А., Знаменская Н.М.** Структурные условия формирования и возможные источники рудного вещества Ганеевского месторождения золота (Южный Урал) // Литосфера. – 2014. – № 6. – С. 118–131.
- Знаменский С.Е., Серавкин И.Б.** «Структурная ловушка» золоторудного месторождения Кочкарь (Южный Урал) // Докл. РАН. – 2005. – Т. 403, № 6. – С. 788–791.
- Знаменский С.Е., Холоднов В.В., Даниленко С.А.** Rb-Sr данные по околорудным метасоматитам месторождения золота Малый Каран (Южный Урал) // Геологический сборник № 11 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПресс, 2014. – С. 203–206.
- Николаев П.Н.** Методика статистического анализа трещин и реконструкции полей палеонапряжений // Изв. вузов. Геология и разведка. – 1977. – № 12. – С. 103–115.
- Sylvester A.G.** Strike-slip faults // Geological Society of America Bulletin. – 1988. – V. 100, No 11. – P. 1666–1703.
- Woodcock N.H., Fisher M.** Strike-slip duplexes // J. of Structural Geology. – 1986. – V. 8, No 7. – P. 725–735.

Сведения об авторах:

Знаменский Сергей Евгеньевич. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru.

Знаменская Нина Михайловна. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru.

STRUCTURAL CONTROL OF GOLD MINERALIZATION IN THE NURALI – VOZNESENSK – BUIDY FAULT ZONE (SOUTH URALS)

S. E. Znamensky, N. M. Znamenskaya

Znamensky Sergei Evgenievich. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS) Ufa, Russia. E-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru.

Znamenskaya Nina Michailovna. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS) Ufa, Russia. E-mail: Znamensky_Sergey@mail.ru.

Abstract. Structural conditions of formation of gold-sulfide and gold-sulfide-quartz deposits in the Nurali-Voznesensk-Buidy fault zone were considered. It is shown, that strike-slip deformations were a leading ore-controlling factor of formation of gold mineralization. The junctions of faults, transtensional duplexes and combined structures, consisting of junctions of faults and extensional strike-slip duplexes, determine a position of gold deposits. Prospective areas for search of gold-sulfide mineralization have been established.

Key words: structural control, gold mineralization, fault zone, strike-slip fault, transtensional duplex.

УДК 551.243.8 + 553.411

П. В. Казаков

СКВОЗНЫЕ ДИАГОНАЛЬНЫЕ ЗОНЫ СКРЫТЫХ РАЗЛОМОВ И ИХ РУДНО-РОССЫПНАЯ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНАЯ СПЕЦИАЛИЗАЦИЯ

Аннотация. Выделены диагональные линеаменты на Приполярном, Северном и Южном Урале. Узлы пересечения их с известными субмеридионально ориентированными тектоническими нарушениями и зонами минерализации являются определяющими в локализации рудно-россыпной золотоносности.

Ключевые слова: золото, платина, линеаменты, рудно-россыпные узлы, месторождения.

Диагональные линеаменты как зоны разуплотнения, повышенной трещиноватости и проницаемости являются долгоживущими. Наибольший интерес представляют места их пересечения с магмо- и рудоподводящими, большей частью меридиональными зонами разрывов земной коры, с образованием золоторудных, золото-колчеданно-полиметаллических рудных полей и рудно-россыпных узлов.

Выделение линеаментов на отдельных площадях по перманентно проявленным спрямленным участкам современного рельефа и гидросети указывает на их глубинное заложение и неотектоническую активность.

Отдельные линеаменты отличаются выраженной золото-платинороссыпной и золоторудной специализацией. Так, выделенные автором [Казаков, 2004, 2012, 2013] на Приполярном Урале Щекурьюнско-Тынаготский и на Северном Урале Вагранско-Лангурский северо-восточные линеаменты контролируют рудно-россыпную золото-платиноносность.

На Приполярном Урале Щекурьюнско-Тынаготский линеамент пересекает под углом около 53° к меридиану бассейна магистральных рек Щекурья, Манья, Народа и Хальмерью. Линеамент хорошо дешифрируется по космоснимкам и отличается строгой приуроченностью к спрямленным участкам гидросети притоков вышеназванных рек и к седловидным понижениям их водоразделов. К северо-востоку от устья р. Балбанью, правого притока р. Щекурья, линеамент прослеживается широкой (до 2–3 км) сильно заболоченной сквозной долиной в верховье золотоносной долины р. Няртаю, правого притока р. Манья. Спрямленный участок долины р. Няртаю протяженностью 17 км характеризуется

локализацией россыпного золота в отложениях трех террасовых уровней ранне-, средне- и поздне-сарганского возраста [Казаков, 1987]. В верхней части (до каньона) долина реки прорезает черносланцевые образования с многочисленными тонкими кварцевыми прожилками с пирротиновой минерализацией. На этом отрезке долины с Щекурьюнско-Тынаготским линеаментом, под острым углом, сопряжен Нестершорский оперяющий разлом. В приустьевой части ручья Нестершор наблюдается аномально высокое кустовое содержание золота с многочисленными самородками в галечно-щебнистых отложениях в основании ящикообразной долины и в разрушенном плотике, представленном черносланцевой толщей. Так, в конце промывочного сезона 1983 г. артелью старателей Печора пробной эксплуатацией здесь было получено 20 кг золота, и затем в 1995 г. при возобновлении добычи только один из суточных съёмов золота с гидровашгерда дал 17 кг самородного золота со средним весом самородков от 30 до 100 граммов [Казаков, 2013].

На Северном Урале Вагранско-Лангурский линеамент локализует золото-платиновые россыпные месторождения четвертичного возраста Нижневагранско-Сосьвинской группы, золото-россыпные месторождения Стрелебка, Алексеевский увал, Северный Лангур мезозой-кайнозойского возраста. При этом на Лангурской россыпи, вскрытой шагающим экскаватором, на глубине более 30 м в приконтактовой зоне карстующихся девонских известняков, диабазовых порфиритов и даек габбро вскрыты линейные и площадные коры выветривания, в том числе наложенные на аллювиальные отложения, наблюдались зоны маршаллитов и джаспероидов, зоны аргиллитизации и марказитизации. В тяжелой фракции встречались крупные (до 1–3 см) зерна самородной меди. Россыпь в пределах этой зоны

отличалась повышенным содержанием самородного золота изометричной формы весом от 1 до 20 г с включением полупрозрачного гранулированного кварца до 5–10% от объема самородков. А съемы золота (один раз в двое суток) нередко достигали 2–3 кг. По марказитовым прожилкам, обнаруженным в кварцевой гальке из аллювия лангурской свиты ($J_{2-3}In$), установлен постюрский возраст тектоно-магматической активизации в рудно-россыпном узле [Казаков, 2004, 2012].

На спрямленном участке долины р. Вагран шириной 3–4 км, протяженностью около 20 км, от г. Североуральска до устья реки, линеамент локализует золото-платиновые россыпи по притокам (Ильинка, Мотовилиха, Даньша, Мальцева, Усолцева, Березовка и др.) и в пойме самой р. Вагран (дражный полигон). Россыпи притоков разрабатывались со значительным (до 50–60%) содержанием платины по отношению к золоту, как до революции мелкостарательским способом, так и при повторной добыче бульдозерно-гидравлическим способом артели старателей «Приполярье» в 1990–1994 гг.

Платина представлена разнозернистыми (III и IV классы крупности) изометричными большей частью тонкопластинчатыми формами с размером зерен от 0,2 до 2,5 мм. Цвет серый, стально-серый.

Состав платины, по данным аффинажа 1991–1993 гг., удивительно выдержан.

Тесную связь рудно-россыпной золотоносности с север-северо-восточными зонами нарушений и приуроченным к ним дайкам габбро-долеритов автору удалось наблюдать на Северном Урале в бассейне р. Ивдель при разработке россыпей золота артели старателей «Приполярье» в 1990–1995 гг.

При разработке группы Ивдельских месторождений (россыпи Троицкое, Шапша, Преображенка, Шайтанка) наблюдалась отчетливая приуроченность обогащенных самородным золотом участков к местам пересечения долинами рек даек габбро-долеритов. Часть этих даек, вмещающих в зальбандах золото-кварцевые жилы, на водоразделе Троицкой и Преображенской россыпью отрабатывалась ранее на рудное золото. Здесь среди развалин бегунной фабрики даже сохранился чугунный жернов диаметром около 2,5 м и отвалы мощностью до 3 м

измельченного жильного кварца в виде разнозернистого кварцевого песка белого цвета.

При бульдозерно-гидравлической обработке в вершине россыпи р. Шапша также наблюдалось резкое обогащение самородным золотом при пересечении долиной дайки габбро-долеритов. Дайка, с видимой мощностью от 5–10 м в правом борту долины до 15–25 м в центральной части долины, в левом борту долины постепенно погружается в север-северо-восточном направлении под аллювиально-делювиальные отложения. Падение дайки субвертикальное. По флангам дайка сопровождается глинисто-дресвяными корами выветривания со вскрытой мощностью до 3–7 м. Тело дайки с поверхности массивное, овальной формы, с мелкими разноориентированными трещинами на поверхности. Выше по долине участка пересечения дайки промышленная россыпь, имеющая ширину 200–270 м, резко обрывается. Золото россыпи крупное (IV класс по промышленной классификации). Количество самородков средним весом 10–25 г по отдельным съемам достигало 5–20% от общего веса золота. Вес отдельных самородков достигал 200–380 г. Форма их большей частью массивная уплощенно-веретенообразная. Также визуальными наблюдениями включены (от 5 до 15%) полупрозрачного, участками ожелезненного и омарганцованного кварца. Края самородков завальцованы с мелкими бороздами на поверхности. Цвет соломенно-желтый. В тяжелой фракции встречались зерна киновари размером до 1–2 см. Примесь платины не превышала 1–2%.

Сама долина р. Ивдель, широтно пересекая зону север-северо-восточных рудоносных разломов, образует серию врезанных меандр с комплексом промышленно золотоносных III–IV надпойменных террас, сильно (до 7–10°) наклоненных к руслу.

По данным Н.К. Высоцкого [1925], русловая и пойменная части россыпи долины р. Ивдель разрабатывались до революции «на протяжении 7 верст, сначала в русле реки пахарем или путем промораживания из майдан зимой, а затем с 1904 по 1913 г. двумя драгами с годовой добычей от 4 до 9 пудов золота при среднем содержании 6–7 долей на 100 пудов». Попутно с золотом добывалась платина со средним содержанием около 2,5% при ко-

Таблица 1

Результаты аффинажа платины за 1993 год на Екатеринбургском заводе цветных металлов по россыпям Мотовилиха и Березовка (артель старателей «Приполярье»)

Объекты	Элементы, в %							Всего
	Pt	Pd	Rh	Jr	Ru	Os	Au	
Мотовилиха	82,32	0,63	0,91	2,70	0,26	1,18	0,13	88,03
Березовка	83,30	0,54	0,86	3,05	0,28	1,21	0,37	89,24

лебаниях от 0,5–2% до 5–6%. Платина по р. Ивдель мелкая, «сильно обтертая», светлая (серебристая), со значительной примесью осмистого иридия.

В этот период по р. Ивдель добыто 1040 кг золота, по правому притоку — р. Шайтанке (с притоком р. Николаевка) общей протяженностью 6 км — около 1,5 т, по Лангурской группе россыпей — около 2,5 т [Рожков, 1948].

На госбалансе по р. Ивдель числятся разведанные запасы для дражной добычи в количестве 1,3 т золота при среднем содержании 201 мг/м³; по Троицкой россыпи для экскаваторно-гидравлической добычи запасы составляют 1,0 т золота при среднем содержании 335 мг/м³ горной массы.

К северу от р. Ивдель при пересечении долин правых притоков р. Лозьвы (Манья и ее притоки: Малиновка, Травянка, Олений Лог, Любимовка, Талая с притоками руч. Холодный и Бисерный; Ульяновка, Бол. Умпия, Тынья, Таныша и др.) север-северо-восточной зоной разломов, сопровождаемых дайками габбро-долеритов, также известны россыпи золота с примесью платины. До революции на приисках Афониных по р. Умпие ежегодная добыча золота достигала 5–7 пудов, а примесь платины составляла около 5%. Состав платины по техническим анализам из россыпей притоков р. Лозьвы представлен [Высоцкий, 1925]:

- сумма платиновых металлов — 85,2% (от 74,6 до 89,75%);
- платина — 81,4% (от 77,1 до 84,9%);
- иридий, растворимый в царской водке — 1,7% (от 0,9 до 2,5%);
- осмистый иридий — 2,1% (от 1,6 до 2,35%).

По данным дешифрирования космоснимков и разномасштабных высотных снимков, север-северо-восточная зона разломов, сопровождаемая позднедевонскими дайками Ивдельского габбро-долеритового комплекса с золото-кварцевым орудением, и выделенный нами север-восточный Вагранско-Лангурский линеамент имеют отчетливое продолжение за пределы складчатого Урала, пересекая Лозьвинский уступ и Ляпинский мегапрогиб (рис. 1).

В этой связи следует упомянуть, что здесь в западной части Западно-Сибирской плиты, по данным комплексных геофизических исследований, установлено осложнение основного (Уральского) субмеридионального глубинного структурного плана глубинными структурами северо-восточного направления [Государственная геологическая карта..., 2007]. А на карте, составленной в результате обобщения комплекса геолого-геофизических данных под редакцией В.С. Суркова [Сурков и др., 2003] обращает на себя внимание следующее. В пределах Уральского блока фундамента Западно-Сибирской

плиты, начиная от Приполярного Урала, с северо-запада на юго-восток с интервалом в 200 км выделена серия северо-восточных структур, таких как Ляпинский (северная часть) и Шеркалинский мегапрогибы. Эти прогибы сопровождаются глубинными разломами северо-восточного простирания. Затем в Казахстанско-Салымском и Центрально-Западносибирском блоках фундамента плиты с интервалом (шагом) 200 км закартированы раннетриасовые рифты (с одноименными надрифтовыми желобами) северо-восточного простирания: Пякипурский, Аганский, южная часть Колтогорско-Уренгойского и Чузикский (см. рис. 1). С последними связаны месторождения углеводородов.

На Южном Урале Д.Н. Салиховым [1977] выделена серия север-северо-восточных позднепалеозойских линеаментов с золоторудной специализацией. Одним из наиболее представительных является Баймак-Александринский линеамент.

На юго-западе Баймак-Александринская зона разломов, по данным крупномасштабных поисковых геофизических исследований, в пределах Тана-лыкского поднятия выражена полосой минимума силы тяжести, ограниченной гравиметрическими ступенями. В пределах Худолозовской синклинали зона отчетливо проявилась в магнитном поле общей положительной аномалией, в которой выделяется серия узких положительных аномалий значительной интенсивности. В поле силы тяжести зона также следится в виде цепочек локальных аномалий.

По данным региональных геофизических исследований, в пределах Ирландыка на фоне общего меридионального гравитационного максимума, соответствующего вулканогенным образованиям нижнего девона, рассматриваемая диагональная зона выделяется крупным максимумом более высокой интенсивности, а в пределах последнего выделяются три положительные аномалии силы тяжести. На северо-востоке, в пределах восточного борта Магнитогорской мегазоны, Баймак-Александринский линеамент проявлен соответственно ориентированной системой гравитационных максимумов и минимумов и линейными положительными магнитными аномалиями [Николаевский, Тюрин, 1963].

На северо-востоке, в пределах Магнитогорско-Богдановского грабена, линеамент ограничен выделенными Д.Н. Салиховым [Салихов, Яркова, 1992] Уральской и Новоянгельской раннекаменноугольными раздвиговыми зонами. Между ними закартирована серия северо-восточных разрывных нарушений, которые прослеживаются до Верхне-Уральской группы гранитоидных интрузий, ограниченных северо-западным Кассельско-Верхнеаршинским линеаментом. Здесь в узлах сочленения северо-

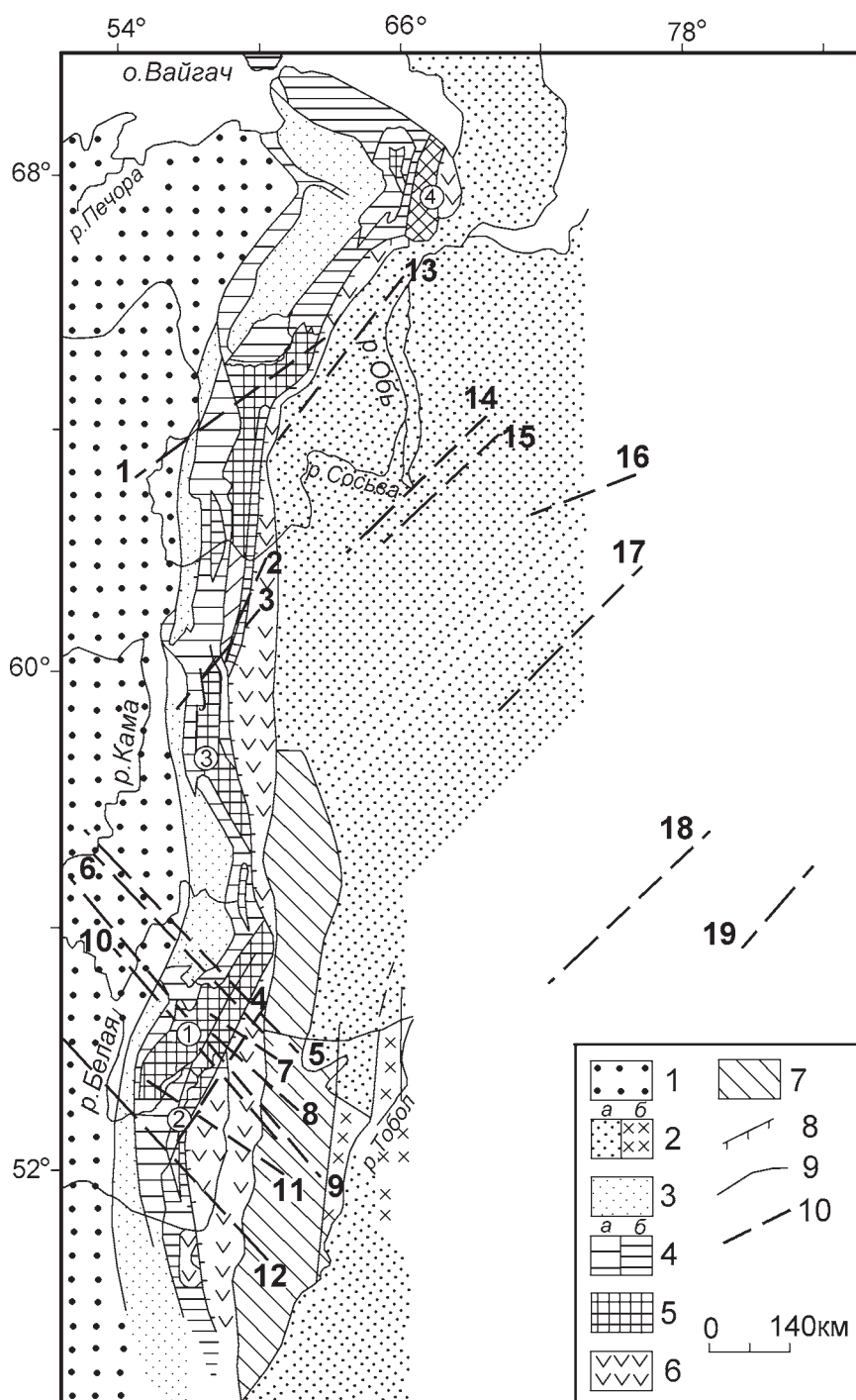


Рис. 1. Схема тектонического районирования Урала [Пучков, 2000] (пополнена диагональными линеаментами)

Условные обозначения: 1 — отложения чехла Русской платформы; 2 — Западно-Сибирская плита: а — чехол, б — палеозойские отложения Зауральской мегазоны Урала под чехлом плиты; 3 — пермская моласса Предуральского краевого прогиба; 4 — Западно-Уральская мегазона: а — осадки Бельско-Елецкой зоны, б — Зилаиро-Лемвинской зоны; 5 — Центрально-Уральская мегазона (цифрами в кружках обозначены поднятия: 1 — Башкирское, 2 — Урал-Тау, 3 — Кваркушское, 4 — Харбейское); 6 — Тагило-Магнитогорская мегазона; 7 — Восточно-Уральская мегазона; 8 — Главный Уральский разлом; 9 — границы мегазон; 10 — разломы, в том числе северо-восточные зоны скрытых разломов (линеамента) с благороднометаллической специализацией, описанные или упомянутые в тексте: Шекурынско-Тынаготский (1), Ивдельский (2), Вагранско-Лангурский (3), Баймакско-Александринский (4); то же северо-западные линеамента: Уйско-Сатка-Айский (5), Сафарово-Бакал-Юрюзаньский (6), Уразово-Узельгинско-Курасанский (7), Кассельско-Верхнеаршинский (8), Магнитогорско-Ашинский (9), Яктыкуль-Кадыйский (10), Сибайско-Кужинский (11), Губерлинско-Мраково-Аслыкульский (12); зоны мезозойского рифтогенеза (Западно-Сибирская плита): Хулгинская (13), Лыхминская (14), Бобровская (15), Пякипурская (16), Аганская (17), Колтогоро-Уренгойская (южная часть) (18), Чузикская (19).

восточных и северо-западных нарушений известна группа золото-кварцевых рудопроявлений, ранее разрабатывавшихся на рудное золото. Далее в 15 км на северо-восточном продолжении Баймак-Александринского линеамента, в узле его пересечения с ранее выделенным автором [Казаков, 2005ф] Уразово-Узельгинским северо-западным линеamentом, локализованы рудные поля Курасанской группы золоторудных месторождений (рис. 2).

Северо-восточным тектоническим нарушением (продолжением Новоянгельской раздвиговой зоны), освоенным 25-километровым спрямленным участком долин р. Урал и приустьевому участку ее левого притока р. Янгелька, практически косо срезается северная часть Магнитогорско-Богдановского грабена, являясь ее северо-восточным ограничением. Здесь за пределами грабена локализуются Александринское и Сабановское рудные поля с золото-колчеданно-полиметаллическим оруденением, и в 6 км северо-восточнее — рудопроявление Февральское.

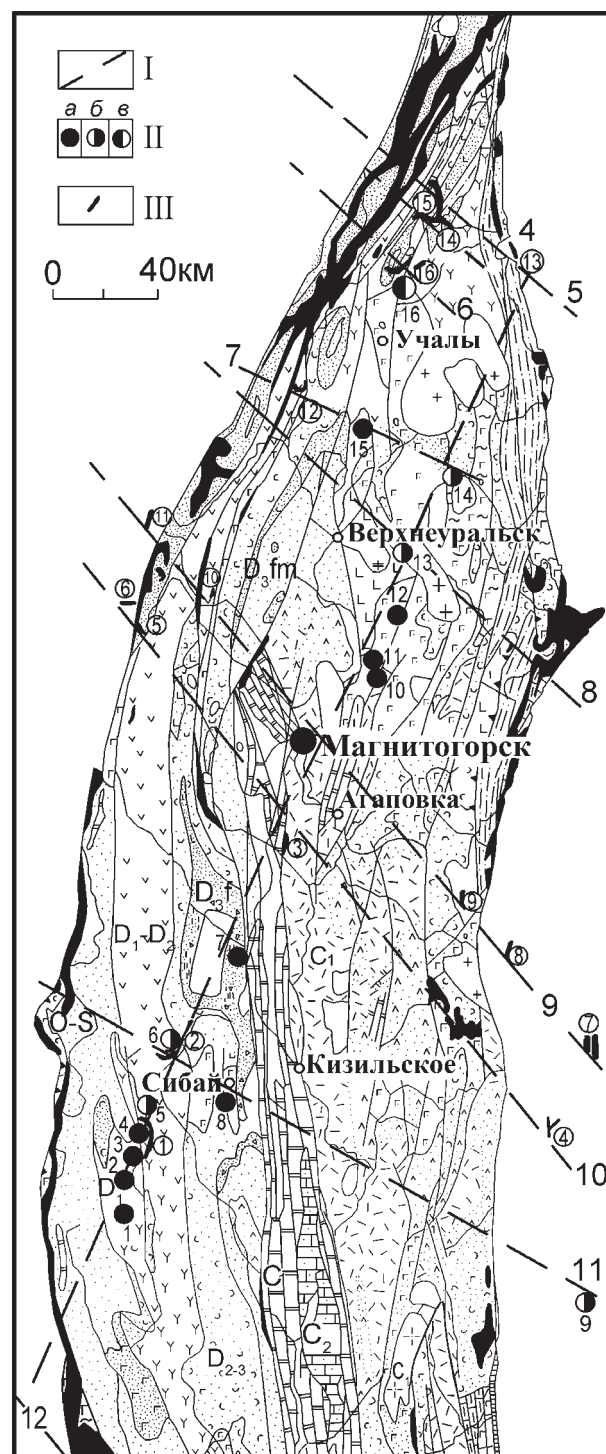
В зоне Баймак-Александринского линеамента специализация на золото выражена в локализации месторождений золото-кварцевой и золото-сульфидной формаций. При этом колчеданные месторождения различных типов, в том числе медноколчеданные, колчеданно-полиметаллические (Бакр-Тау, Бакр-Узяк, Александринское и др.), в 2–3 раза более обогащены золотом, чем подобные месторождения за его пределами. Это является дополнительным свидетельством о концентрации золота в месторождениях различных формаций в процессе вторичного обогащения их в позднепалеозойский этап рудогенеза [Салихов и др., 1985].

По данным Д.Н. Салихова, жильные золото-кварцевые и прожилково-вкрапленные золото-

сульфидные месторождения и рудопроявления связаны с протеробаз-диабазовой и субщелочной гранит-порфировой формациями даек и малых интрузий и контролируются линеаментами север-северо-восточного простирания. В целом золоторудные месторождения Южного Урала образуют полихронный ряд — от ранних золото-колчеданно-полиметаллических и золото-сульфидных к преиму-

Рис. 2. Схема расположения диагональных линеamentов на схематической геологической карте Магнитогорского мегасинклинория

Условные обозначения: I — диагональные линеamentы (наименование линеamentов см. на рис. 1); II — месторождения и рудопроявления золота: а) золотосодержащие колчеданные, золото-колчеданно-полиметаллические, золото-барит-полиметаллические: 1 — Горная Байкара, 2 — Бакр-Тау, 3 — Уваряж, 4 — Кульюрт-тауское, 7 — Бакр-Узяк, 8 — Сибайское, 10 — Александринское, 11 — Сабановское, 12 — Февральское, 15 — Узельгинское; б) золото-кварцевые, золото-сульфидно-кварцевые: 5 — Мрясовские, 6 — Гадельшинские, 9 — Айдырлинские, 13 — Верхнеуральские (Заматохинские), 14 — Курасанские; в) золото-сульфидные: 16 — Муртыкты; III — россыпные месторождения и проявления золота: 1 — Таналыкское, 2 — Гадельшинское, 3 — Пещерский Лог, 4 — Суундукские, 5 — Уткаль, 6 — Ятвинское, 7 — Казанско-Бессоновские, 8 — Александровская, 9 — Сахаринская, 10 — Аслы-Гуак, 11 — Укшукское-2, 12 — Уразовские, 13 — Маслово-Кочневское, 14 — Уйское, 15 — Краснохтинское, 16 — Шартымское.



щественно золото-сульфидно-кварцевым ранне-каменноугольным и позднепалеозойским — обусловленный многократной ремобилизацией металла в процессе циклической тектоно-магматической деятельности. Полихронность золотообразования подтверждается и увеличением пробности в более поздних формациях [Серавкин и др., 1986].

Ниже кратко остановимся на рудно-россыпной специализации Баймак-Александринского линеамента. Зона разломов север-северо-восточного простирания наиболее неотектонически выражена в районе расширенной части хребта Ирэндык в 8 км северо-западнее Сибайского карьера и картируется при ширине 8–10 км по спрямленным участкам притоков верховьев долины р. Худолаз, в том числе ее правого притока — руч. Карагайлы, и левых притоков р. Таналык, которые в вершинах имеют сквозные водораздельные седловидные понижения, диагональные (ССВ 30–36°) хребту Ирэндык.

Здесь же, на спрямленном северо-восточном отрезке золотоносной долины р. Худолаз (участок протяженностью 7 км между селами Гадельша, Абзаково, Ахмерово), по центральной части линеамента наблюдается резкое изменение простирания пород южного замыкания Худолазовской мульды с северо-западного на северо-восточное. При этом в верхней расширенной части долины р. Худолаз к узлу пересечения север-северо-восточного линеамента с ранее выделенным автором [Казаков, 1987ф] северо-западным Сибайско-Кужинским линеamentом приурочен Гадельшинский рудно-россыпной узел с многочисленными золото-кварцевыми рудопроявлениями, отрабатывавшимися ранее старателями на рудное золото: Абзаковское, Траташ I и II, Вакташ, Кушташ, Атыкай и др.

Россыпь Гадельша эоплейстоцен-позднеэоплейстоценовая, аллювиальная. С 1876 по 1906 гг. мускульным способом добыто около 729 кг золота при среднем содержании на пласт от 0,3 до 3,7 г/м³ [Кузнецов, 1937ф]. Среди золота встречались самородки весом до 10–16 фунтов и небольшое количество платины, до 2% по отношению к золоту [Высоцкий, 1925].

По результатам геологоразведочных работ с 1958 по 1965 гг. запасы золота составили 1,3 т. Общая протяженность россыпи около 10 км при ширине от 20–30 до 300–350 м и мощности рыхлых отложений от 2,5 до 12 м. Золотоносный пласт мощностью 1–4 м сложен глинисто-песчано-галечными отложениями желтыми, красновато-желтыми, с примесью валунов. Плотик — глинистые и глинисто-щебнистые коры выветривания вулканогенно-осадочных пород.

Гранулометрический состав золота по фракциям (мм) представлен: +10 = 6,5%; –10+5 = 10,3%;

–5+3 = 19,1%; –3+2 = 20,2%; –2+1 = 33,8%; –1+0,5 = 6,4%; –0,5+0,25 = 2,7%; –0,25+0,21 = 1,5%. Пробность — 920. Преобладают золотины комковатой и таблитчатой форм, иногда покрытые пленкой гидроокислов железа и марганца. Часто встречаются сростки с кварцем.

В процессе разведки россыпи, на 19 линиях из 46 шурфов извлечено 62 самородка золота весом от 127 мг до 87,2 г.

Распределение золота струйчатое и струйчато-гнездовое. Промышленные концентрации связаны в основном с грубообломочными глинисто-песчаными образованиями приплотикового слоя.

Качественный минералогический анализ серых шлихов россыпи показал наличие следующих минералов по фракциям:

- магнитная — магнетит, мартит, хромит;
- электромагнитная — эпидот, пироксен, гематит, лимонит, пирит, мартит, ильменит, сфен, амфибол, гранат, лейкоксен, хлорит, турмалин, глауконит, марказит, слюда, монацит, халькопирит, ставролит, пиролюзит;
- неэлектромагнитная — циркон, рутил, лейкоксен, пирит, апатит, киноварь, марказит, барит, кварц, галенит, сфалерит, касситерит, малахит, хризолит, сфен, азурит.

В тяжелой фракции шлихов россыпи Гадельша выявлены платиноиды [Салихов и др., 2001], представленные поликсеном (Pt — 74,05%; Fe — 7,74%). В самом золоте (пробность — 886,2), наряду с серебром (1,32%), установлено наличие металлов платиновой группы в следующих количествах: Pd — 2,13%; Rh — 2,58%; Ir — 4,71%.

В период с 1967 по 1993 гг. россыпь разрабатывалась гидравлическим способом. Добыто 1548 кг золота [Казаков, Салихов, 2006].

Непосредственно юго-западнее хр. Ирэндык к узлу пересечения Гадельшинско-Кульюртауской зоны юго-западных разломов с Западно-Ирэндыкским меридиональным разломом приурочены Мрясовская группа золото-кварцевых жил (рудопроявления Каран-Бия I, II, III, Талдуй-Баш), ранее разрабатывавшихся на рудное золото, а также Кульюртауское серноколчеданное (золото-пиритовое) месторождение, золото-полиметаллические и золото-баритовые месторождения Графское, Троицкое и Ново-Троицкое и заголовки месторождения россыпного золота Таналыкское с Шуринским логом.

Россыпь Таналыкская расположена на участке долины одноименной реки от оз. Графское, на севере, до устья ручья Ольховский. При этом промышленная россыпь наследует спрямленные северо-восточные отрезки долины на участках Акташский лог — Баймакский пруд и Южный Таналык.

Россыпь аллювиальная долинная четвертичного возраста, с серией мелких ложковых россыпей, размещенных в бортах долины. Россыпь разрабатывалась старателями ямным способом и разрезами; с 1879 по 1910 гг., с перерывами, добыто 1956,1 кг золота, с 1939 по 1944 гг. — 50 кг золота с содержанием на пласт от 0,7 до 3,5 г/м³ [Кузнецов, 1937ф; Масалова, 1946ф].

В 1956–1959 гг. детальные разведочные работы проведены на участке выше по течению от г. Баймак до д. Мрясово на протяжении 3 км. Запасы золота составили 770 кг. С 1957 по 1966 гг. россыпь разрабатывалась гидравлическим способом. Добыто 362,2 кг золота.

Геологоразведочными работами 1983–1994 гг. наличие промышленных запасов в количестве 325 кг золота установлено на 6 участках: Южная часть, Баймакский пруд, район линий 1502–1559, лог № 2, Акташский лог и Шуринский лог. Пробность золота колеблется от 917 (на участке россыпи между линиями 1502–1559) до 935 (по Шуринскому логу) и 943 (по Акташскому логу).

Минералы тяжелой фракции шлихов: магнетит, мартит, гематит, хромит, лимонит, ильменит, эпидот, гранат, турмалин, циркон, рутил, пирит, барит, апатит, сфен.

Форма золотин комковидная, клиновидная, пластинчатая, чешуйчатая, проволочно-палочковидная. Крупное золото (самородки) — в сростках с кварцем. Самый крупный самородок (вес 834,25 г) — комковидно-угловатый с порами и пустотами.

С 1994 по 1997 гг. Баймакским филиалом ОАО «Башкиргеология» добыто 67 кг золота бульдозерно-гидравлическим способом. В том числе при отработке Шуринского Лога (правый лог со стороны Куль-юрт-тауского карьера) в 1997 г. добыча составила около 22 кг золота. Золото отличалось крупностью с многочисленными мелкими самородками размером до 10 мм. В плотике россыпи вскрыты маломощные (до 1–5 м) зоны кварц-гематитовых метасоматитов субмеридионального простирания.

В промежутках между ними в коре выветривания наблюдались мелкие разноориентированные прожилки полупрозрачного кварца [Казаков, 1998ф].

На продолжении линеамента к северо-востоку от хр. Ирэндик к узлу его пересечения с Западно-Кизильским разломом приурочено рудное поле Бакр-Узякского медно-колчеданного золотосодержащего месторождения. Еще далее, северо-восточнее оз. Сухое, локализуется россыпное месторождение Пещерский Лог.

Россыпь позднемеловая, аллювиальная. Разрабатывалась до 1917 г. Представлена белозелеными кварцевыми гравии-галечниками, нарушенными карстом с образованием так называемых «косых пластов» с содержанием золота до 1–3 г/м³ на пласт [Меньшиков, Казаков и др., 1997].

Ниже приведем несколько примеров рудно-россыпной благороднометальной специализации, приуроченной к северо-западным линеаментам, на Южном Урале. Так, в пределах выделенного автором северо-западного Уйско-Сатка-Айского линеамента в долине р. Уй по одноименному месторождению на 6,5-километровом участке только в 1837–1912 гг. добыто 7367 кг золота при среднем содержании на пласт около 1,5 г/м³. Попутно с золотом добывались платиноиды, представленные платиной и осмистым иридием в виде хорошо и слабо окатанных пластинчатых округлых табличек оловянно-серого и свинцово-серого цвета [Коноваленко, 1955ф]. По гранулометрическому составу золото преобладает в фракциях 0,5–3 мм (73,9%), платиноиды — размерностью 0,1–0,5 мм (74,8%). С учетом дражной добычи 1962–1994 гг. учтенная накопленная добыча по россыпи составила 10,054 т золота [Казаков, 2005ф]. На западном склоне Южного Урала на Айском спрямленном 45-километровом северо-западном отрезке долины р. Ай, по данным поисковых работ 1954–1957 гг., также известны находки алмазов с максимальным весом до 68,8 мг [Бархатова, Введенская, 1957ф].

Параллельно Уйско-Сатка-Айскому линеamentу, в 17 км юго-западнее, выделен Сафарово-

Таблица 2

Гранулометрический состав шлихового золота по участкам россыпи Таналыкская

Название участка	Крупность золота, мм					
	+4	–4,0+1,0	–1,0+0,5	–0,5+0,25	–0,25+0,15	–0,15
Юж. Таналык	0,7	21,6	32,8	15,1	24,3	5,5
Баймакский пруд	–	11,2	24,2	32,8	30,0	1,8
Таналык (л. 1502–1559)	2,0	57,6	8,2	13,4	14,5	4,3
Акташский лог	1,2	19,9	16,0	19,2	43,4	0,3
Шуринский лог	–	2,3	18,2	36,8	32,1	10,6
Лог № 2	–	1,1	51,2	20,1	19,3	8,3

Бакал-Юрюзаньский линеамент с 60-километровым спрямленным северо-западным отрезком долины р. Юрюзань шириной 3–5 км. На восточном склоне Южного Урала в зоне линеамента северо-западнее с. Сафарово локализуется Шартымский рудно-россыпной узел с суммарной добычей россыпного золота в 5,5 т [Казаков, 2005ф].

Уйско-Сатка-Айский линеамент, в 8 км юго-западнее, сопровождается Вознесенско-Краснохтинской зоной разлома также параллельной ему, прослеживаясь через 7-километровое северо-западное колено золотоносной долины р. Краснохта до нижней части россыпи р. Уй. По Краснохтинской группе россыпей накопленная учтенная добыча золота составила 4,193 т [Казаков, 2005ф].

В пределах северо-западного Магнитогорско-Ашинского линеамента в 30 и 65 км северо-западнее г. Магнитогорска локализуются соответственно россыпи Аслы-Гуак в долине р. Мал. Кизил, известная самородками в 1–1,43 кг [Высоцкий, 1925], и Укшукская-2 глубокозалегающая недоразведанная россыпь в карстующихся известняках левобережья р. Белой. В 35, 55, и в 105 км к юго-востоку от г. Магнитогорска в зоне линеамента локализуются соответственно россыпи Сахаринская, Александровская и Казанско-Бессоновская группа богатых мезозойских, нарушенных карстом, россыпей золота.

Примечательно, что Магнитогорско-Ашинский линеамент, так же как и вышеупомянутый Уйско-Сатка-Айский, в 15 км юго-западнее сопровождается параллельной зоной разломов, названной нами Яктыкуль-Кадышской. При этом долина р. Кадыш является алмазонасной, а в верховье р. Яндык (также правый приток р. Белой) в лампрофирах (минеттах) дайкового яндыкского комплекса установлены коренные алмазы [Макушин, 2006ф]. В 15 км юго-восточнее в левом борту р. Белой в зоне разлома известно россыпепоявление золота Ятвинское [Лучинин, 1995ф], а еще в 17 км юго-восточнее в верховье левого притока р. Малый Кизил, по данным Н.К. Высоцкого [1925], старателями разрабатывалась разрезом россыпь Уткаль с содержанием золота на пласт от 0,7 до 1 г/м³. Далее на юго-восточном продолжении линеамента в верховье долины р. Суундук локализуется Суундукская группа глубокозалегающих мезозойских россыпей золота в карстующихся известняках.

Что касается упомянутого ранее Сибайско-Кужинского линеамента, то к северо-западу от Гадельшинского рудно-россыпного узла он следует через центральные части Бетеринской и Кужинской кольцевых структур (КС) с диаметрами внешних колец соответственно 40–35 км [Казаков, 1987ф].

Центром Кужинской КС является так называемая Кургасская антиклиналь, инъецированная, по данным А.А. Алексеева [1984], межпластовыми телами габбро-диабазов «в форме типичных силлов» доордовикского возраста. В 25 км к юго-востоку от Сибайского рудного поля через юго-западное колено долины р. Урал протяженностью 18 км линеамент следует в направлении золоторудных полей месторождений Айдырлинское и Синий Шихан.

Таким образом, выделенные сквозные диагональные зоны скрытых разломов обладают благороднометальной специализацией. Общим для них является:

- они перманентно неотектонически проявлены по спрямленным участкам (десятки км) рельефа и, прежде всего, гидросети;
- отдельные участки их наследуются раздвиговыми рифтогенными зонами с вулканитами соответствующего возраста;
- как зоны повышенной трещиноватости и проницаемости они сопровождаются силами и дайками габбро, габбро-долеритов, долеритов с сопутствующим золото-кварцевым оруденением;
- при сочленении их большей частью с субмеридиональными магмо- и рудоподводящими зонами образуют рудные поля как золотосодержащих колчеданных, золото-колчеданно-полиметаллических месторождений с повышенным (в разы) содержанием золота, так и (при благоприятных геоморфологических условиях) рудно-россыпные узлы с высоким содержанием самородного золота;
- отдельные участки россыпей в их пределах локализуют повышенные содержания платины и МПГ (от 1–6 до 50–60% по отношению к золоту);
- они являются зонами повышенного карстообразования с формированием глубокозалегающих мезозойских россыпей золота с нарушенным залеганием продуктивного пласта;
- отдельные рудно-россыпные узлы сопровождаются зонами аргиллитизации и джаспероидами Воронцовского (Карлинского) типа;
- месторождения, сопровождающие линеаменты, являются полихронными с неоднократно проявленной тектоно-магматической активизацией.

Кроме благороднометальной специализации диагональные линеаменты как сквозные рудоконцентрирующие структуры представляют интерес в локализации месторождений (в зависимости от условий формирования структурно-вещественных комплексов) алмазов, барита, магнезита, железа и др. в Уральском регионе и углеводородов на Западно-Сибирской и Восточно-Европейской платформах.

Литература:

Алексеев А.А. Рифей – вендский магматизм западного склона Южного Урала. – М.: Наука, 1984. – 136 с.

Высоцкий Н.К. Платина и районы ее добычи // Обзор районов добычи платины на Урале. – Вып. 11, Ч. IV. – Л.: КЕПС СССР, 1925. – С. 344–692.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Уральская. Лист Р-41 – Ивдель: Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2007. – 318 с. + 17 вкл.

Казаков П.В. Анализ щебнисто-галечного материала рыхлых отложений и некоторые особенности позднелейстоценовой истории восточного склона Приполярного Урала // Материалы по геологии и геоморфологии Урала и Приуралья. – Уфа: ИГ БФАН СССР, 1987. – С. 53–60.

Казаков П.В. Особенности формирования и локализации россыпей золота восточного склона Урала и Зауралья в погребенном карсте // Картоведение – XXI век: теоретическое и практическое значение: Матер. междунар. симпоз., 25–30 мая 2004 г., г. Пермь. – Пермь, 2004. – С. 296–298.

Казаков П.В. Диагональные линейменты и рудно-россыпная золотоносность (на примере Приполярного, Северного и Южного Урала) // Геодинамика, рудные месторождения и глубинное строение литосферы: Матер. всерос. науч. конф. «XV Чтения памяти акад. А.Н. Заварицкого». – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012. – С. 110–112.

Казаков П.В. Основные типы россыпей золота и условия их локализации на восточном склоне Приполярного Урала. // Геологический сборник № 10 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПресс, 2013. – С. 263–266.

Казаков П.В., Салихов Д.Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (россыпное золото). – Ч. 2. – Уфа: Гилем, 2006. – 288 с.

Николаевский А.А., Тюрин М.Н. Некоторые черты глубинного геологического строения Магнитогорского синклиория по данным геофизики // Сов. геология. – 1963. – № 5. – С. 93–103.

Пучков В.Н. Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Даурия, 2000. – 146 с.

Рожков И.С. Уральские россыпные месторождения золота // 200 лет золотой промышленности Урала. – Свердловск: УФАН СССР, 1948. – С. 401–503.

Салихов Д.Н. Северо-восточные линейменты Урала и их металлогеническое значение // Условия локализации рудных месторождений на Южном Урале. – Уфа: БФАН СССР, 1977. – С. 51–55.

Салихов Д.Н., Бердников П.Г. Магматизм и оруденение позднего палеозоя Магнитогорского мегасинклиория. – Уфа: БФАН СССР, 1985. – 95 с.

Салихов Д.Н., Юсупов С.Ш., Ковалев С.Г., Бердников П.Г., Хамитов Р.А. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (металлы платиновой группы). – Уфа: Экология, 2001. – 223 с.

Салихов Д.Н., Яркова А.В. Нижнекаменноугольный вулканизм Магнитогорского мегасинклиория. – Уфа: БНЦ УрО РАН, 1992. – 138 с.

Серавкин И.Б., Макушин А.А., Козлов В.И., Контарь Е.С., Косарев А.М., Потапенко Б.П., Салихов Д.Н., Смирнова И.А., Черкасов В.Л. Основные черты металлогении Южного Урала // Металлогения Южного Урала. – Уфа: БФАН СССР, 1986. – С. 5–16.

Сурков В.С., Смирнов Л.В. Строение и нефтегазоносность фундамента Западно-Сибирской плиты // Отечественная геология. – 2003. – № 1. – С. 10–16.

Сведения об авторе:

Казаков Петр Васильевич. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: magm@ufaras.ru.

CROSS-CUTTING DIAGONAL ZONES OF HIDDEN FAULTS AND THEIR PRECIOUS METAL PLACER SPECIALIZATION

P. V. Kazakov

Kazakov Peter Vasil'evich. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: magm@ufaras.ru.

Abstract. The lineaments of the north-eastern and north-western strike were revealed in the Cis-Polar, Northern and Southern Urals. The intersections of the lineaments with well-known submeridional tectonic failure and mineralization zones determine a localization of gold placers.

Keywords: gold, platinum, lineament, lineament intersections, deposit.

УДК 553.98

Е. В. Лозин

НЕКОТОРЫЕ СООБРАЖЕНИЯ ПО ПОВОДУ ИЗУЧЕНИЯ ДОДЕВОНА С ПОМОЩЬЮ РЕГИОНАЛЬНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

Аннотация. Выполнен краткий обзор и анализ сейсмо-геологических работ и параметрического бурения, осуществленных в рамках Программы по изучению прогнозной нефтегазоносности додевонских отложений в платформенном Башкортостане в 2000–2005 гг. Обосновывается предложение по изучению Кушкульского объекта на сейсмогеологическом профиле № 7 параметрическим бурением с поисковыми задачами.

Ключевые слова: Башкортостан, Кушкуль, додевонские отложения, поиски нефти, сейсмические профили.

Актуальность проблемы нефтегазоносности осадочных отложений верхнего протерозоя платформенного Башкортостана не требует лишних аргументов. В 2006 г. завершился очередной этап исследования указанной проблемы, обозначенный Программой НИР и ГРР на период 2000–2005 гг., выполненной под эгидой бывшей Госкомгеологии РБ. Ключевой этап исследований включал сеть региональных сейсмических профилей: пяти субширотных (I, II, III, IV и VIII) и трех субмеридиональных (V, VI и VII). Профили IV и VIII прошли и по уральской части в пределах территории Республики. Технология выполнения региональных сейсмопрофилей включала, кроме сейсморазведки МОГТ-2D по профилю, дополнительно проведение высокоточной аэромагниторазведки в 30-км коридоре — по 15–17 км в обе стороны от оси профиля. Выполнялась также по трассе сейсмопрофиля гравиразведка с шагом 100–200 м для получения сейсмоплотностных моделей, отвечающих основным отражающим сейсмическим горизонтам и наблюдаемому полю силы тяжести. Указанная технология не применялась при проведении профилей 3 и 6. В работе [Цветкова и др., 2006] приведены результаты гравиразведки по сейсмопрофилям 2 и 5, позволившие авторам рекомендовать заложение пяти параметрических скважин. В статье [Мавричев и др., 2006] в связи с выполненными комплексными работами ставится вопрос о переходе от региональных профилей к регионально-зональному прогнозу нефтегазоносности. Предварительные геологические, геофизические обобщения по завершенным исследованиям по вышеуказанной Программе содержатся в отчетах БашНИПИнефть и в ряде публикаций [Хамитов и др., 2008; Светлакова, 2008], но общей аналитической работы не выполнено.

На самом северном субширотном сейсмопрофиле № 1 выявлено несколько локальных перегибов слоев, которые должны соответствовать локальным нефтеперспективным поднятиям по опыту их опоискования на нефть в палеозое. Два из них — в районе Южно-Кубиязинского поднятия и на Леузинской складке — были детализированы дополнительными короткими профилями МОГТ-2D и после картирования сейсмических поднятий на них были пробурены параметрические скважины, соответственно, № 1 Восточно-Аскинская и № 1 Леузинская. Указанные скважины в соответствии с этапностью ГРР по назначению являлись параметрическими, но в связи с уточнением их местоположения на выявленных локальных поднятиях статус этих скважин необходимо рассматривать как параметрическо-поисковый на рифей — венд. Скважина № 1 Восточно-Аскинская глубиной 5000 м вскрыла отложения верхнего венда, среднего и нижнего рифея (верхнерифейские отложения в ее разрезе отсутствуют). В процессе проводки скважины обнаружены газопроявления непромышленного значения в карбонатах ашитской подсвиты нижнего рифея и в песчаниках тукаевской свиты среднего рифея. Скважина ликвидирована. Скважиной № 1 Леузинская, пробуренной в сводовой части одноименного локального поднятия до гл. 5188,3 м, вскрыты отложения верхнего и среднего рифея (отложения венда отсутствуют). В верхнем рифее отсутствуют осадки леонидовской свиты, а в среднем рифее нет осадков усинской свиты. Отложений нижнего рифея при проектной глубине скважина не достигла. Весь верхнепротерозойский разрез скважины отличается трещиноватостью, наличием перемятости текстур, зеркал скольжения, свидетельствующих о тектонических напряжениях, под воздействием которых сформировались потенциальные вторичные коллектора углеводородов. При ис-

питании в стволе скважины песчаников тукаевской свиты фиксировались притоки газированного раствора. В выделенном из раствора газе выявлено наличие углеводородных (УВ) компонентов. Для оценки промышленной значимости притоков УВ газа в скважину спущена семидюймовая эксплуатационная колонна и в ней испытаны три объекта, рекомендованных по ГИС, в отложениях тукаевской свиты. Но промышленных притоков газа не получено.

Приведенные выше результаты не позволили продолжать изучение отложений RF–V в том же объеме, что и по профилю № 1. Многочисленные локальные перегибы слоев на остальных региональных сейсмопрофилях не детализировались короткими профилями МОГТ-2D и, соответственно, не выдавалось рекомендаций на глубокое бурение (кроме отмеченного выше, по [Цветкова и др., 2006]). Требуется научное осмысление приведенных результатов и разработка новых рекомендаций, т.к. на сегодня пробурено 16 параметрических скважин для изучения RF–V средней глубиной 5000 м при значительном финансировании. Кроме детализации геологии отложений рифея – венда все указанные скважины не представили надежной геолого-промысловой информации о реальных направлениях дальнейших ГРП на нефть и газ в рассматриваемой мощной осадочной толще, нефтегазоносный потенциал которой продолжает оцениваться очень высоко.

В этой связи в статье рассматривается самый рельефный и наиболее выраженный по мощности перспективных отложений локальный объект на региональном сейсмопрофиле № 7, получивший название Кушкульской структуры (одноименное с известным палеозойским нефтяным месторождением, но не имеющее ничего с ним общего). Сейсмическая характеристика этого объекта приведена на рис. 1. Описываемая локальная структура представляет собой огромный «резервуар» с раздувом толщины слоистых карбонатных отложений. С юга и севера данный «раздув» контролируется дизъюнктивами, которые могут его экранировать. Южный субширотный дизъюнктив имеет вид взбросо-надвига, а северный — малоамплитудного взброса, ограниченного разрывными плоскостями с двух сторон. По общим геологическим соображениям эти дизъюнктивы способны выполнять роль тектонических «замков» с юга и севера. Что касается гидродинамического замыкания с запада, по региональному воздыманию, Кушкульская структура, именуемая как Кушкульский объект, детализирована сейсморазведкой, подтвердившей наличие перегибов во всех направлениях по отражающему горизонту R_{1tr} , см. рис. 2. Размеры структуры по сейсмоизогипсе минус 4300 м равны $7,0 \times 12,0$ км, амплитуда — не менее 100 м. Заполненность резер-

вуара углеводородами весьма вероятно из соображений, вытекающих из статьи [Горожанин и др., 2006]. В этой статье авторы обосновывают наличие в разрезе рифея эвапоритов как покрывок УВ для залежей нефти и газа. Последнее исключительно важно, т.к. на пройденном этапе параметрического бурения на рифей – венд установлены не все необходимые структурные и литологические факторы для формирования ловушек УВ в указанных отложениях. Выявлено более 90 крупных локальных поднятий «гуймазинского» типа и типа приграбеновых (с высокими амплитудами, что не совсем благоприятно). Установлено наличие коллекторов порового и порово-трещинного типа. Но не установлено покрывок — флюидоупоров, способных выполнять роль третьей составляющей для ловушки УВ. По крайней мере, из изучения параметрическим бурением, выполненным в общем довольно распределенно по территории платформенной части РБ, следует, что региональные покрывки отсутствуют. Остается поиск и картирование полу-региональных и локальных флюидоупоров, что представляет непростую задачу в свете общей оценки обстановки осадконакопления в верхнем протерозое. В.М. Горожанин с соавторами [2006] формулируют соображения о режиме сульфатного осадконакопления в рифее, исходя из устойчивого содержания в океанической воде изотопа серы ^{34}S в течение последних двух миллиардов лет. Так как бассейн Камско-Бельского авлакогена не был полностью изолирован от мирового океана, устойчивый изотопный состав серы, подтвержденный В.М. Горожаниным с соавторами [2006], свидетельствует в пользу принципиального сходства «как солевого состава океана, так и состава атмосферы в докембрийское и современное время». Эти соображения подтверждают возможность наличия флюидоупоров в отложениях докембрия. Напомним, что к потенциальным породам-флюидоупорам в RF–V, по данным предшествующих исследований, могут быть отнесены аргиллиты и мергели минаевской, надеждинской, кабаковской, ольховской и шиханской свит (в рифее) и аргиллиты и мергели старопетровской, салиховской и карлинской свит (в венде). Однако минеральный состав указанных аргиллитов и глинистых мергелей преимущественно гидрослюдистый, что существенно снижает их экранирующую способность.

Из изложенной выше геолого-геофизической мотивации не следует кардинальной уверенности в пороговой критичности геологических и геофизических критериев, характеризующих Кушкульский объект как потенциально нефтегазоносный. Но на сегодня это самый геологически выраженный, хотя и дизъюнктивно осложненный объект в отложениях верхнего докембрия платформенной

части РБ. Поверхности надвигов и взбросо-надвигов, как свидетельствуют многочисленные данные по разным интервалам платформенного палеозоя (в т.ч. и в Предуральском прогибе), играют роль экранов для нефтяных и газовых залежей. Значительно меньше данных в обратную сторону. О вероятности покрывок уже говорилось. В отношении параллелизации геологического строения Сибирской платформы, где установлены многочисленные залежи и месторождения верхнедокембрийской нефти,

и восточной окраины ВЕП необходимо отметить следующее существенное отличие. На Сибирской платформе присутствуют мощные (до 1000 м и более) толщи эвапоритов, надежно удерживающие скопления нефти в древнейших отложениях. На юго-восточной окраине ВЕП (и не только) таких флюидоупоров на сегодня не обнаружено, что составляет главнейшую проблему для существования ловушек УВ в верхнем докембрии у нас и в соседних Московской и Мезенской синеклизах.

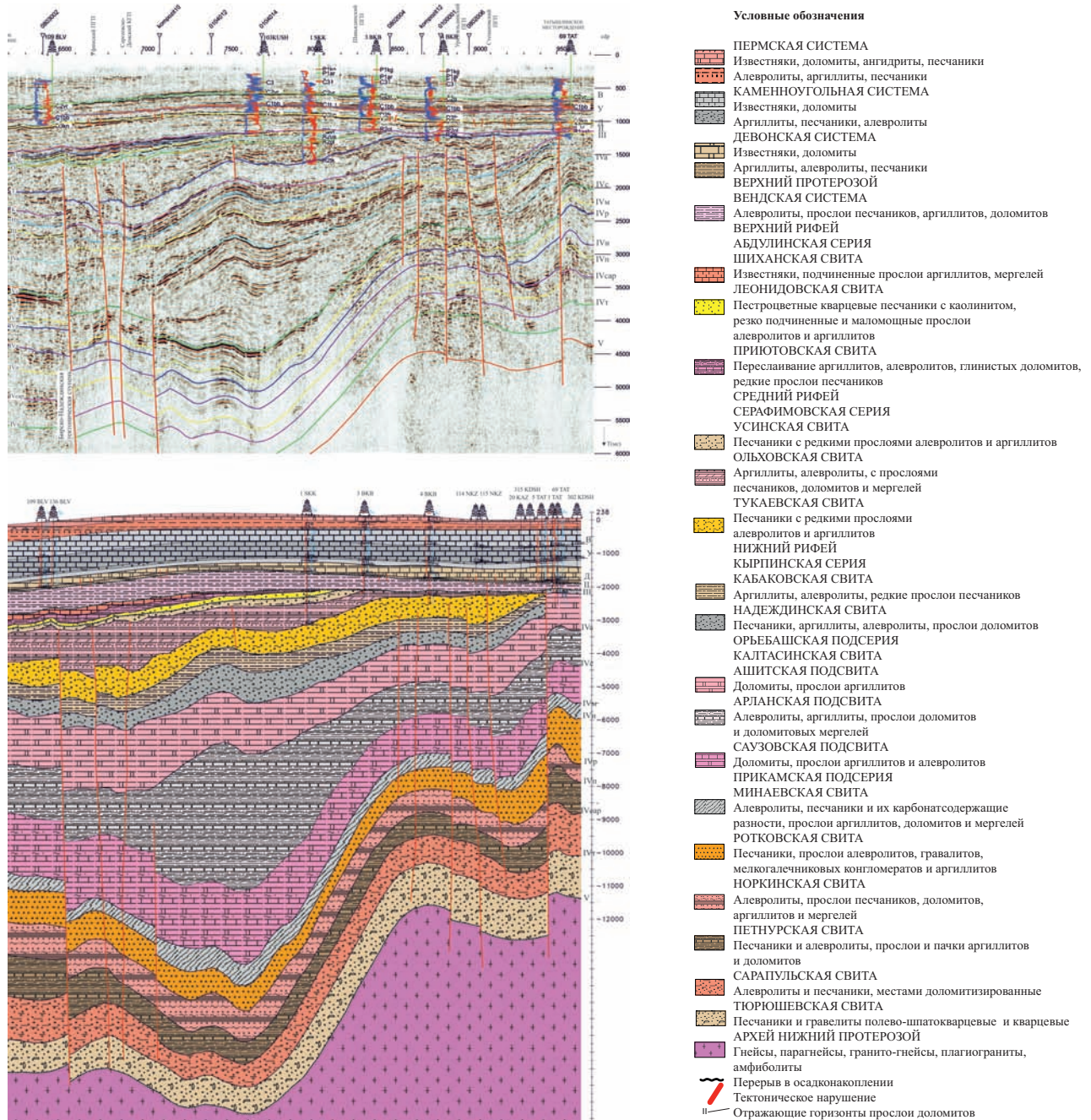


Рис. 1. Фрагмент регионального сейсмического профиля № 7. Кушкульский объект

А — временной разрез; Б — сейсмо-плотностной разрез

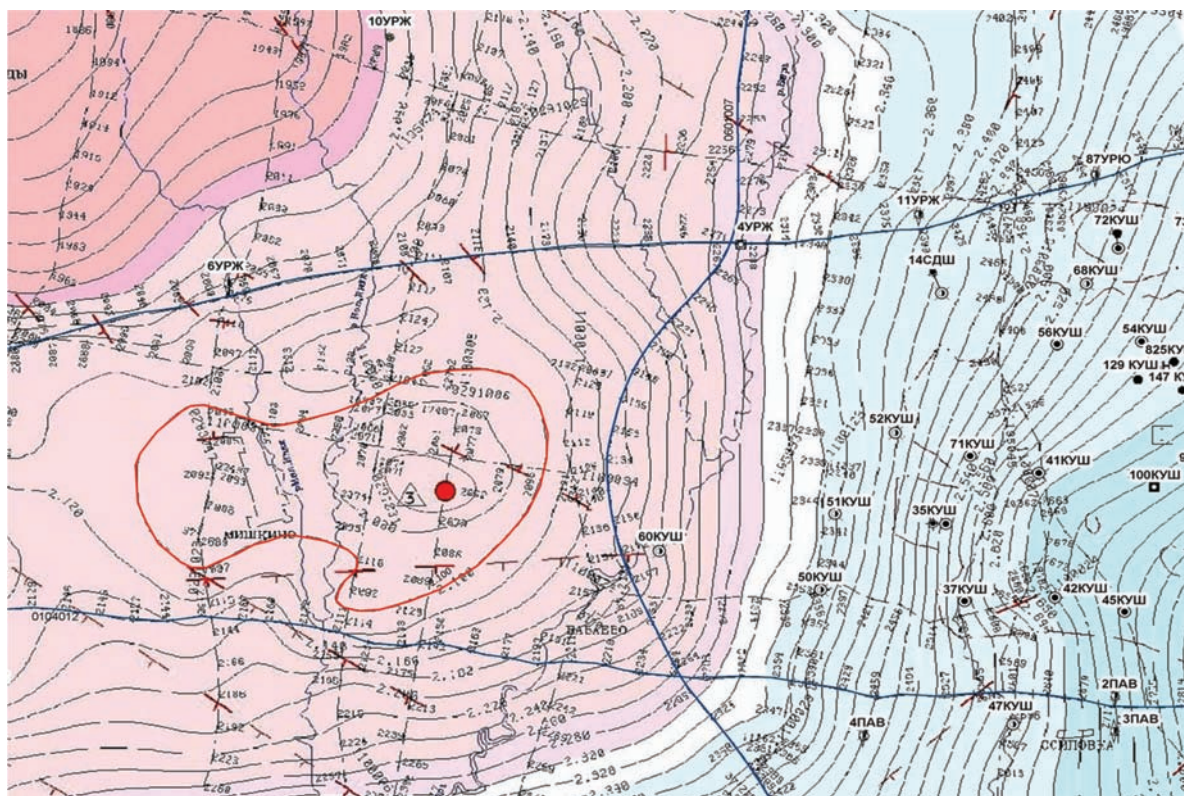


Рис. 2. Кушкульский объект. Сейсмогеологическая карта

Литература:

Горожанин В.М., Мишурин С.В., Козлов В.И., Сергеева Н.Д. Генезис сульфатов в нижнерифейских отложениях (скв. 1 Сарапульская, Камско-Бельский автлоген) по изотопным данным // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2006. – С. 73–76.

Мавричев В.Г., Гололобов Ю.И., Атаков А.И., Ардашева Т.С., Антонов К.В. От региональных профилей к региональному прогнозу на основе аэрогеофизических исследований // Там же. – С. 42–43.

Светлакова А.Н. Строение вендско-рифейских отложений и фундамента на востоке Восточно-Европейской

платформы по региональным сейсмическим профилям №№ 3 и 7 // Там же. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2008. – С. 81–85.

Хамитов Р.А., Валеев Г.З., Киселев В.В., Ардашева Т.С., Беляева Т.В. Региональные сейсморазведочные работы с целью оценки перспектив нефтегазоносности венд-рифейских отложений // Там же. – С. 58–61.

Цветкова А.А., Фетисова Т.А., Козлов В.И., Сергеева Н.Д. Особенности геологического строения рифей-вендских отложений западного Башкортостана по данным сейсмодатных моделей региональных профилей 2 и 5 // Там же. – Уфа: ИГ УНЦ РАН, 2006. – С. 45–46.

Информация об авторе:

Лозин Евгений Валентинович. ООО «БашНИПИнефть», г. Уфа, Россия. E-mail: LozinEV@bashneft.ru.

SOME IDEAS CONCERNING THE STUDY OF THE PRE-DEVONIAN DEPOSITS WITH HELP OF A REGIONAL SEISMIC PROFILES

E. V. Lozin

Lozin Evgeny Valenyinovich. BashNIPIneft Ltd., Ufa, Russia. E-mail: LozinEV@bashneft.ru.

Abstract. The paper presents a brief analysis of the results of seismic, geological study and parametric drilling for oil-and-gas perspectives of the Riphean and Vendian deposits in the platform part of Bashkortostan according to the Program of 2000–2005 years. A suggestion is made to study the Riphean and Vendian Kushkul object by a deep parametric well.

Key words: Bashkortostan, Kushkul, pre-Devonian deposits, oil prospecting, seismic profiles.

УДК 550.342

Р. К. Шакуров

ЧЕРНИГОВСКОЕ СЕЙСМОСОБЫТИЕ В РЕСПУБЛИКЕ БАШКОРТОСТАН КАК ОСОБЫЙ КЛАСС ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Аннотация. В работе впервые для Южноуральского региона выделен новый тип сотрясений, вызываемых действием быстрого замораживания влагонасыщенных грунтов при резком падении зимних температур. Рассмотрены признаки группы нетектонических сейсмических сотрясений, выделяемых в особый класс морозобойных. Отличие природы морозобойных сейсмособытий от тектонических ставит вопрос о ревизии и корректировке ранее составленных каталогов землетрясений.

Ключевые слова: сейсмособытие, сотрясение, морозобойное землетрясение, карст, трещина, тектоника, техногенный, обвальный, гидроудар, грунт.

На Южном Урале и в Приуралье известны тектонические, гравитационные (обвальные), техногенные, вызванные (вторичные или землетрясения-сателлиты), импактные (вызванные падением небесных тел; известные за исторический период метеориты «Красный Ключ» 4.05.1946 г. и «Стерлитамак» 17.05.1990 г.) по генезису землетрясения. Сейсмособытие 30 января 2014 г. у д. Черниговка Чишминского района Республики Башкортостан ни к одному из этих классов не относится.

Большинство сейсмособытий Республики Башкортостан связаны с двумя первыми классами, куда относятся тектонические и гравитационные (обвальные). В последние годы участились вызванные (вторичные) сейсмособытия, являющиеся отголосками (сателлитами) сильных землетрясений, которые происходят в Тихоокеанском, Средиземноморском сейсмических поясах, Среднеазиатской, Кавказской сейсмообластях и др. Свообразным «индикатором» этих сильных землетрясений в г. Уфе являются здания УГАЭС на ул. Чернышевского, 149 [Р. Шакуров, Д. Шакуров, 2004], район остановки городского транспорта «Округ Галле» от пр. Октября до ул. Комсомольской и еще целый ряд пунктов. Здания и жилые постройки в этих районах построены в худших инженерно-геологических условиях (карст, разломы, заболоченные участки, на месте бывших ручейков и т. д.). В большинстве случаев, по представлению автора, под этими зданиями находятся подземные полости (карстовые пустоты), заполненные водой. Достигшие этих районов сейсмволны производят гидроудары (свообразные «микроцунами»), вызывающие сотрясения грунта.

Черниговское сейсмособытие на границе января – февраля 2014 г. в Чишминском районе ни к одному из вышеперечисленных классов не относится. Данное сейсмособытие произошло [Шакуров, 2015а] в центральной части республики Башкортостан, в 35 км западнее г. Уфы. Проявилось на северо-западной окраине д. Черниговка, «задев» усадьбу Зелениной Ольги Петровны, проживающей по адресу ул. Центральная, 80. В эти дни, 30, 31 января и в ночь на 1 февраля 2014 г. в Башкирии стояли крепкие морозы, температура воздуха в некоторых местах опускалась до минус 45–50°C. По рассказу О.П. Зелениной: «Стояли крепкие морозы, где-то между 10 и 11 часами утра кормила во дворе коз. Вдруг меня подбросило как на батуте. Произошло это 2 раза с промежутком во времени 1–1,5 минуты. Сильно испугалась. В этот день из-за холодов я больше не выходила на улицу. Трещины увидела на следующий день. Их было две. Одна покрупнее и длиннее, вторая размером поменьше». В других частях деревни это сейсмособытие не ощущалось (половину строений деревни занимают дачные постройки горожан, которые проживают здесь только в летнее время). Во время данного сотрясения на окнах ее дома стекла растрескались и пришли в негодность [Шакуров, 2015а]. Хозяйке пришлось поменять их на новые (на северной и восточной стенах ее бревенчатого дома). Упомянутые трещины (разрывные нарушения на земле) имеют субмеридиональное простирание. Ширина главного разлома около 5–7 см, местами до 10 см, длина, видимая на свободном от снега месте — 40 м, дальше простирается под снегом за пределы деревни в северном направлении. Южное окончание данного разрывного нарушения заканчивается во дворе хозяйки,

дойдя до скважины для питьевой воды. О.П. Зеленина: «Глубина трещины больше 4 м, опустила шест для сбивания сосулук длиной 4 м — весь ушел». Второе разрывное нарушение протягивается западнее первого, простирается параллельно к нему на расстоянии примерно 8 м. Это нарушение меньше по размерам. Длина видимая 15 м (далее ныряет под снег), ширина тоже меньше чем у главного нарушения. Соответственно и глубина разрывного нарушения, видимо, меньше чем у главного разлома. Хозяйка усадьбы О.П. Зеленина: «Главная трещина южным окончанием попала в створ моей скважины для питьевой воды. Раньше не было проблем с водой. Сейчас воды стало меньше — 5 ведер всего, потом идет мутная, с глиной и мелким песком, вода. Как видите, я пострадала от этого необычного явления природы». Уместно отметить, что д. Черниговка находится в 2,5 км к северо-западу от с. Арово, где периодически происходят тектонические землетрясения. А западнее самой д. Черниговка на левом берегу реки Дема расположена д. Илькашево (бывшая Сарт-Хосяново), где зафиксировано, по литературным данным, первое на территории нынешней Республики Башкортостан землетрясение 1549 г. [Шакуров, 1998].

Черниговское сейсмособытие 2014 г. мы классифицируем как морозобойное землетрясение [Шакуров, 2015а, б]. До нынешнего времени такого класса землетрясения на территории республики Башкортостан, да и наших соседей, автору не известны (вернее сказать — не зафиксированы и не изучены исследователями). По меньшей мере на сегодняшний день в литературе не зафиксированы сейсмособытия такого класса на территории республики Татарстан, Оренбургской, Самарской и Челябинской областей.

Сейсмические сотрясения, связанные с промерзанием, и иногда растрескиванием земной поверхности и ледяных пространств под действием сильных морозов в литературе отмечались с XIX столетия [Перрей, 1846; Мушкетов, Орлов, 1893; Никонов, 2010].

Родоначальником выделения данных сейсмособытий в особый класс является известный сейсмолог А.А. Никонов [1995, 1996]. В дальнейших своих публикациях [Никонов, 2010] этот автор впервые дал всесторонне описание и объяснение генезиса данных сейсмособытий, происходивших с XIX в. по 2010 г. в умеренных и высоких широтах Евразии, особенно в пределах Восточно-Европейской платформы. Данный исследователь отмечает [Никонов, 2010, с. 79]: «Рассмотрение группы сейсмических явлений, названных морозобойными, оказалось в ряду актуальных вопросов современной геофизики и даже шире — исследований в области

наук о Земле. К ним относятся, в первую очередь, взаимодействие процессов у поверхности земли в разных сферах — твердой, жидкой и воздушной оболочках, роль флюидов в геофизических процессах, условия и механизм трещинообразования и деформаций в твердой оболочке, ранжирование, классификация разрывов в сейсмических шкалах, идентификация следов древних землетрясений и дискриминация среди них явлений собственно тектонических». Иначе говоря, предстоит изучать морозобойные сотрясения всем арсеналом методов — геологическими, геофизическими, геоморфологическими и физическими методами, включая и климатические.

В геологическом словаре под общей редакцией А.Н. Криштофовича [1955] морозобойным трещинам дано следующее объяснение: «Морозобойные трещины — трещины, возникающие в грунтах при сильных морозах вследствие большого охлаждения и сжатия верхних горизонтов по сравнению с более глубоко лежащими. Данные трещины являются причиной образования тетрагональных грунтов». Здесь не говорится, что с ними связаны землетрясения. То есть в научной литературе они еще не фигурируют как сейсмические явления.

Характерной особенностью морозобойных сотрясений является их приуроченность к зимнему периоду года, а именно, ко времени резкого снижения температуры в короткий промежуток времени. Непременным условием является отсутствие или незначительная мощность снежного покрова и предварительная (в осенний период) увлажненность грунта. В отличие от тектонических землетрясений морозобойные сотрясения происходят на небольшой площади, в нашем случае — на западной окраине д. Черниговка. По А.А. Никонову [2010], морозобойные землетрясения ощущаются в пространстве от нескольких сотен метров до нескольких километров, в пределах квартала, муниципального района, деревни или небольшого населенного пункта.

Серьезное отличие природы морозобойных сейсмособытий от тектонических сотрясений на повестку дня перед сейсмологами [Никонов, 2010; Шакуров, 2015б] ставит вопрос ревизии и корректировки ранее составленных каталогов землетрясений. То есть разделение каталогов землетрясений на тектонические и нетектонические. В противном случае принятие морозобойных сотрясений за тектонические ведет (до этого времени так и происходило) к ошибкам при сеймотектонических построениях, выделении разломов ранней и поздней генерации, и в конечном счете — к искажению параметров при региональном детальном сейсмическом районировании территорий. В связи

с сейсмотектоническим подходом при определении сейсмической опасности территории Российской Федерации, встает вопрос переоценки сейчас действующих карт на всю территорию страны России ОСР-97. А нам, в Республике Башкортостан, в свою очередь, необходимо провести тщательный анализ и внести соответствующие коррективы к своду сейсмособытий на территории республики, где отражены сейсмособытия с 1549 г. [Р. Шакуров, Д. Шакуров, 2004].

Литература:

Геологический словарь / Под ред. А.Н. Криштофовича. — М.: Госгеолтехиздат, 1955. — Т. 2. — 416 с.

Мушкетов И.В., Орлов А.П. Каталог землетрясений Российской империи: Зап. РГО. — 1893. — Т. 26. — 582 с.

Никонов А.А. Нетектонические землетрясения Восточно-Европейской платформы // Природа. — 1995. — № 10. — С. 26–38.

Никонов А.А. Проблема выделения нетектонических землетрясений на Восточно-Европейской платформе в оценке сейсмической опасности // Недра Поволжья и Прикаспия. — 1996. — Спец. вып. 13. — С. 42–49.

Никонов А.А. Морозобойные сотрясения как особый класс сейсмических явлений (по материалам Восточно-Европейской платформы) // Физика Земли. — 2010. — № 3. — С. 79–96.

Перрей А. О землетрясениях на севере Европы и Азии // Свод магнитных и метеорологических наблюдений Николаевской главной геофизической обсерватории. — 1846. — № 2. — С. 205–235.

Шакуров Р.К. Сейсмичность Башкирии: исторический взгляд // Ежегодник—1996 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 1998. — С. 117–120.

Шакуров Р.К. Новый класс землетрясений в Башкирии // Инновации в науке: пути развития: Матер. VI Международной науч.-практ. конф. — Чебоксары, 2015а. — С. 218–220.

Шакуров Р.К. Новый тип землетрясений на территории Республики Башкортостан // Науки о Земле: современное состояние, проблемы и перспективы развития: Матер. Межвуз. науч.-практ. конф. (27 мар. — 3 апр. 2015 г. Уфа) / Отв. ред. А.Ф. Нигматуллин. — Уфа: РИЦ БашГУ, 2015б. — С. 243–247.

Шакуров Р.К., Шакуров Д.Р. Свод сведений о землетрясениях Республики Башкортостан с середины XVI в по 2004 г. // Геологический сборник № 4 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 2004. — С. 53–57.

Сведения об авторе:

Шакуров Рушан Кадирович. Кафедра геологии и геоморфологии Башкирского гос. Университета, г. Уфа. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: rushan-nur@mail.ru.

**CHERNIGOV SEISMIC EVENT IN REPUBLIC OF BASHKORTOSTAN
AS A SPECIAL CLASS OF EARTHQUAKES**

R. K. Shakurov

Rushan Kadyrovich Shakurov. Department of Geology and geomorphology of the Bashkir state University, Ufa. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa. E-mail: rushan-nur@mail.ru

Abstract. The paper defines a new type of earthquakes for the first time in the Southern Ural region. These earthquakes are caused by quick freezing of water saturated soils at sudden drop in winter temperatures. Features of a group of non-tectonic shakes specially classified as ice-break are examined and presented by the author. The difference in nature of ice-break and tectonic earthquakes calls for review, correction and amendment of previously compiled catalogs of earthquakes.

Key words: seismic event, shakes, ice-break earthquake, karst, fracture, tectonics, collapse, hydraulic shock.

III. ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ

УДК 55(47+57)

С. Г. Ковалев, С. И. Высоцкий, С. С. Ковалев

ПЕТРОГЕОХИМИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОГО СКЛОНА ЮЖНОГО УРАЛА И ВОСТОКА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Аннотация. В работе приводятся материалы по геохимии магматических пород, распространенных в пределах западного склона Южного Урала и востока Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Рассмотрены вопросы поведения РЗЭ, рудогенных элементов (Ti, V, Ni, Co, Cu, Cr) и ЭПГ+Au в процессе становления магматических тел. Делается вывод о том, что петрогеохимические особенности рифейских магматических пород свидетельствуют о неоднократно проявленных процессах активизации территории западного склона Южного Урала и прилегающей части ВЕП, обусловленных различными причинами. Вариации содержания благородных металлов (ЭПГ+Au) в разновременных комплексах, распространенных в пределах региона, являются результатом перераспределения этих элементов при формировании магматических тел как в процессе плавления мантийного субстрата, так и при эволюции расплава в промежуточных очагах, а также при их преобразовании вторичными процессами.

Ключевые слова: Башкирский мегантиклинорий, геохимическая специализация, редкоземельные элементы, благородные металлы, платиноиды.

Геология магматических пород

Западный склон Южного Урала подразделяется на несколько крупных структур регионального плана: Предуральский краевой прогиб, Башкирский мегантиклинорий, Зилаирский мегасинклиний и Центральнo-Уральский (Уралтауский) мегантиклинорий. Ввиду того, что подавляющая часть магматических комплексов, описываемых в данной работе, располагается в пределах Башкирского мегантиклинория, ниже приводится краткое описание его строения.

Башкирский мегантиклинорий — крупнейшая положительная структура палеоконтинентального сектора Урала, расположенная в горной части Южного Урала. Мегантиклинорий протягивается на 250 км при ширине до 100 км. На западе он граничит с Западно-Уральской складчатой зоной и с глыбово-надвиговым поднятием Каратау; на юге и юго-востоке резко погружается, сменяясь Зилаирским синклинием; на востоке по разломам граничит с антиформой Уралтау и зоной Главного Уральского разлома; к северу, постепенно сужаясь, оканчивается примерно на 56° с.ш. Ядро мегантиклинория

сложено мощными терригенно-карбонатными отложениями рифея (рис. 1), а крылья — вендскими и палеозойскими породами. Разрез последних начинается с ордовика (на юге и востоке), с силура или девона (на западе). В восточных разрезах ордовик лежит на рифее с размывом и угловым несогласием; к западу глубина размыва уменьшается, а угловое несогласие исчезает.

В рифее территория мегантиклинория была структурно связана с Камско-Бельским авлокогеном и испытала глубокое погружение (до 10–13 км). В вендское время осадочные толщи были смяты, метаморфизованы (в восточных районах) и подвержены размыву, с образованием на западе мегантиклинория краевого прогиба, заполнившегося вендской молассой.

Новый цикл погружения начался в ордовике; в течение палеозоя накопилась толща мелководных осадков мощностью до 4 км, частично сохранившихся в Юрюзанской и Тирлянкой мульдах. В позднем палеозое осадочные толщи были смяты в складки и перемещены по надвигам. Наиболее крупные надвиги (Алатауский, Зильмердакский, Юрматинский, Зюраткульский) наследуют протерозойскую структуру и ограничивают с запада область развития пород рифея и нижнего венда.

Разрез рифея Башкирского мегантиклинория является стратотипическим для Северной Евразии

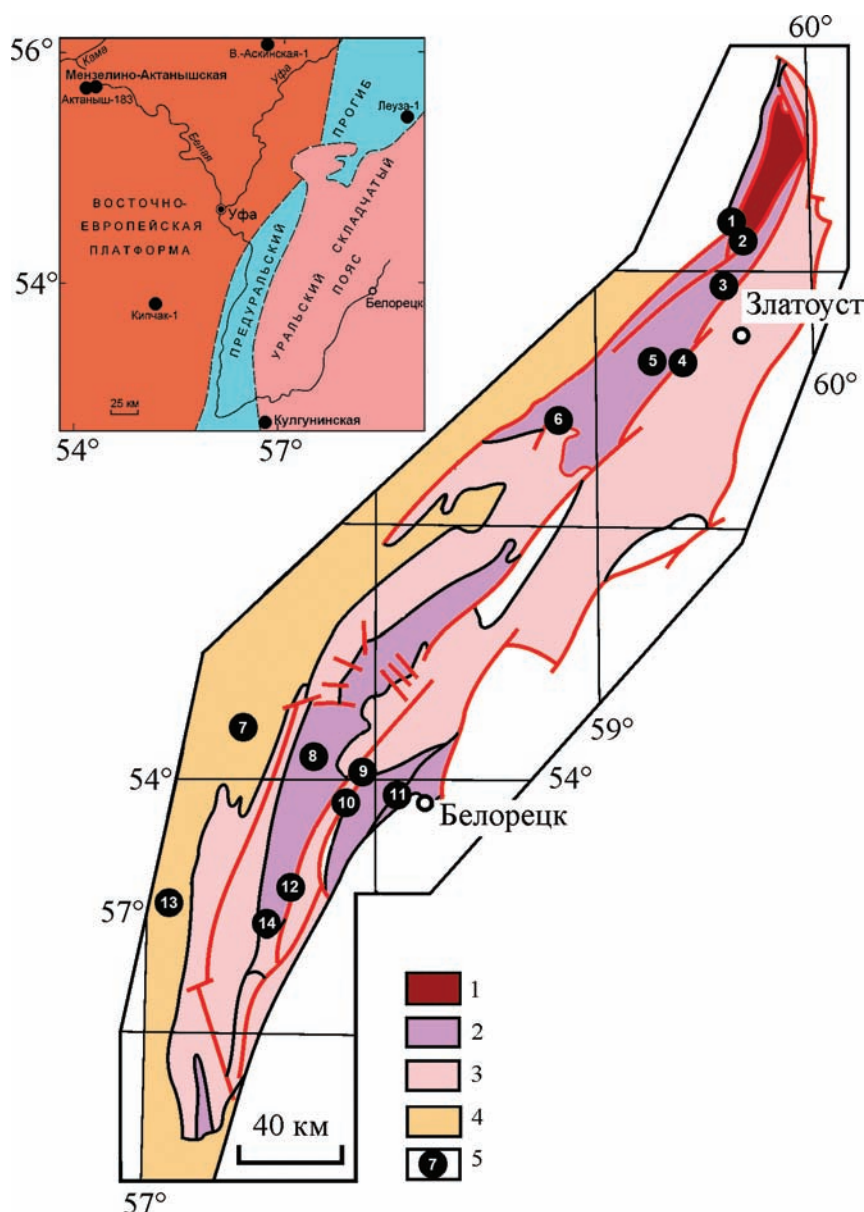


Рис. 1. Геологическая схема западного склона Южного Урала и прилегающей части Восточно-Европейской платформы (на врезке) и положение изученных комплексов

Условные обозначения: 1 — Тараташский комплекс (AR–PR₃?); 2 — нижнерифейские отложения нерасчлененные; 3 — среднерифейские отложения нерасчлененные; 4 — верхнерифейские отложения нерасчлененные; 5 — изученные комплексы (1 — Мисаелгинский, 2 — Лысогорский, 3 — Навышский, 4 — Кусинско-Копанский, 5 — скв. № 7, 6 — Шуйдинский, 7 — Юшинский, 8 — Лапыштинский, 9 — Курманай, 10 — Ишлинский, 11 — Ахмеровский, 12 — Шатакский, 13 — Инзерский, 14 — Повальненский). На врезке показаны скважины, материалы по магматическим породам которых приводятся в данной работе.

[Стратотип рифея..., 1983; Семихатов, 2008]. По особенностям состава и строения он распадается на мегаритмы, выделяемые в ранге серий: бурзянской (нижний рифей), юрматинской (средний рифей) и каратауской (верхний рифей), каждая из которых характеризуется своеобразным литологическим составом, содержит определенные комплексы строматолитов, микрофоссилий и охарактеризована изотопными датировками.

Магматические породы Башкирского мегантиклинория более чем на 90% представлены интрузивными телами дайковой и силловой формы, варьирующими по основности от пикритов до кислых, субщелочных и щелочных разновидностей. Эффузивные образования (базальты различной щелочности и риолиты) распространены локально в обрамлении Тараташского «блока» (Навышский комплекс), а также в Машакской и Шатакской

палеорифтогенных структурах. Возрастной интервал формирования магматических пород простирается от раннего рифея до венда и палеозоя включительно. Наиболее полная сводка по магматизму всего западного склона Южного Урала приведена в монографии А.А. Алексеева [1984]. Кроме того, отдельные вопросы магматизма Башкирского мегантиклинория освещены в целом ряде публикаций, вышедших в последнее время [Ферштатер и др., 2004, 2005; Ковалев, Высоцкий, 2004, 2008; Пучков, 2000, 2010; Ковалев, 2008, 2011; Ковалев и др., 2013а, б; Сазонова и др., 2011; Холоднов и др., 2012; Носова и др., 2012 и др.]. В данной работе приводятся авторские материалы по петрогеохимии магматических комплексов мезопротерозойского возраста, которые представлены: раннерифейские — Навышским трахибазальтовым, Юшинским габбро-долеритовым и Шуйдинским пикродолеритовым комплексами; среднерифейские — Кусинско-Копанским расслоенным комплексом, Повальненским и Кургасским габбро-долеритовыми, Лапыштинским долерит-пикритовым, Ишлинским пикритовым комплексами, а также Шатакским пикрит-базальт-риолитовым и Ахмеровским гранитным комплексами; позднерифейские — Мисаелгинским феррогаббро-долерит-пикритовым и Инзерским габбро-долеритовым комплексами. Кроме того, приводятся данные по магматическим породам восточной окраины ВЕП, охарактеризованным по разрезам скважин (см. рис. 1).

Породы *Навышского трахибазальтового комплекса (подсветы)* приурочены к основанию айской свиты (RF₁). Вулканогенно-осадочная толща состоит из четырех горизонтов магматитов мощностью (снизу вверх) до 250–400, 100, 100–125 и 75–100 м, разделенных пачками терригенных образований. Формирование лавовых потоков происходило в наземных континентальных условиях, возможно, иногда сменявшихся прибрежно-морскими. Возраст щелочных базальтоидов, определенный по цирконам из трахибазальтовых порфиритов с использованием SHRIMP, составил 1752 ± 18 млн. лет (СКВО = 1,01) [Краснобаев и др., 2013].

Юшинский габбро-долеритовый комплекс, к которому относятся меланократовые породы основного состава, приуроченные к двум субмеридиональным зонам — Лапыштинской, тяготеющей к Караташскому разлому, и Юшинской, пространственно связанной с Зюраткульским и Большеавзянским разломами. Представлены они силлами, дайками и, реже, штоками мощностью от нескольких метров до 50–70 м, прослеженными по простиранию на 1–3,5 км. Время формирования пород комплекса определяется их геологическим положением и степенью измененности. Дайки и силлы

развиты в нижнерифейских образованиях (большеинзерская и суранская свиты).

Шуйдинский пикродолеритовый комплекс включает дифференцированные тела, располагающиеся среди отложений бурзянской серии (RF₁) в районе Бакальского рудного поля. Среди образований комплекса по степени дифференцированности выделяются маломощные недифференцированные силлы пикритов, пикродолеритов и оливиновых долеритов, и более распространенные дифференцированные тела различной мощности (от 15 до ~25 м). Породы имеют раннерифейский возраст, что устанавливается по петрографо-петрохимической близости их к габбро-долеритовой формации этого возраста, отсутствию сходных образований в более молодых отложениях и, в единичных случаях, пересечением дифференцированных тел дайками долеритов средне- или позднерифейского облика [Алексеев, 1984; Ковалев, 1996].

Кусинско-Копанский расслоенный комплекс, состоящий из Кусинско-Чернореченского, Медведевского, Копанского и Маткальского массивов, представляет одну из наиболее известных и относительно хорошо изученных ассоциаций интрузивных пород Башкирского мегантиклинория. В настоящее время Кусинско-Копанский комплекс рассматривается как типичная платформенная стратиформная интрузия, комагматичная среднерифейской риолит-базальтовой формации, или как представитель перидотит-пироксенит-норитовой формации расслоенных интрузий [Алексеев и др., 2000]. Многочисленными методами (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb SHRIMP-II) был установлен единый возраст (1385–1395 млн. лет) формирования пород и массивных титаномагнетитовых руд комплекса [Холоднов и др., 2012].

Повальненский габбро-долеритовый комплекс развит в Юрматауском и Ямантауском антиклинориях и представлен разобщенными дайковыми телами базитов мощностью от 5 до 20–30 м, протяженностью от 10–150 м до 1–1,5 км. Дайки в большинстве случаев имеют симметрично-зональное строение. Среднерифейский возраст пород Повальненского комплекса определен калий-аргоновым методом — 1004–1128 млн. лет [Алексеев, 1984].

Кургасский габбро-долеритовый комплекс своеобразен по характеру проявления и пространственной разобщенности с основными районами интенсивного магматизма среднерифейского возраста. Интрузивные породы комплекса развиты в самой южной части Башкирского мегантиклинория в пределах Кургасской антиклинали, характерной чертой строения которой являются многоярусные силлы долеритов. Возраст габбро-долеритов Кургасского комплекса прямыми геологическими

методами определяется как доордовикский. Радиогеохронологическое определение возраста мусковитового роговика дало значение 1380 млн. лет (повторное определение — 1359 млн. лет) [Алексеев, 1984].

Лапыштинский долерит-пикритовый комплекс представлен дайками и силлами мафитового и ультрамафитового состава мощностью от 3–5 м до 17–20 м и протяженностью до 200–600 м. Отдельные силлы имеют асимметрично-дифференцированное строение, где нижний горизонт представлен пикритами, а верхний габбро-долеритами. Интрузивные тела комплекса претерпели интенсивный метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации и пространственно связаны с зонами крупных разломов: Караташским, Лапыштинским и Зюраткульским. Среднерифейский возраст пород комплекса принят условно по геологическим материалам [Ковалев, 1996, 2011].

Ишлинский пикритовый комплекс, относимый ранее к плагиоклазовым перидотитам палеозойского возраста, представлен тремя разобщенными выходами («Курманайская дайка», Ишлинские пикриты и пикриты руч. Интурат), протягивающимися в субмеридиональном направлении более чем на 8–10 км. Породы представлены плагиоклазовыми пикритами с типичным минеральным составом: оливин, орто- и клинопироксен, основной плагиоклаз. В качестве второстепенных минералов присутствуют высокомагнезиальный биотит и коричневая роговая обманка. Акцессорные минералы — апатит, ильменит, магнетит, хромшпинелид. Отнесение пород комплекса к среднему рифею основано на определении возраста Sm-Nd методом, которое дало значение 1291 ± 67 млн. лет (СКВО=0,66) [Сафонова и др., 2011; Носова и др., 2012].

Эффузивные, субвулканические и гипабиссальные тела ультраосновного, основного и кислого состава *Шатакского пикрит-риолит-базальтового комплекса* развиты в пределах Ишлинско-Шатакской грабеновой зоны. Пикриты представлены пластовой интрузией дифференцированного (от долеритов до пикритов) строения, расположенной в основании машакской свиты [Ковалев, Высоцкий, 2008]. Метабазальты, максимальное количество которых входит в состав кузьелгинской и каранской подсвит, представляют собой средне-мелкозернистые породы, для которых характерны микродолеритовая, микроофитовая, апоинтерсертальная и порфиroidная структуры. Минеральный состав пород представлен клинопироксеном, плагиоклазом, роговой обманкой, титаномагнетитом и магнетитом. Ассоциация вторичных минералов: амфибол актинолит-тремолитового ряда, хлорит (пеннинклинохлор), эпидот, серицит, титанит и лейкоксен.

Возрастные данные полученные методом CA-TIMS (CA-ID-TIMS) по 4 зернам циркона из тела метабазальтов дали средневзвешенную $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датировку $1381,5 \pm 1,0$ млн. лет (MSWD = 1,0) и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ датировку $1380,3 \pm 0,4$ млн. лет (MSWD = 1,1) [Пучков, 2010].

Ахмеровский комплекс (массив) сложен нормальными биотитовыми гранитами, образующими крутопадающее штокообразное тело. Породы имеют гнейсовидную текстуру, иногда в них наблюдается метаморфогенный гранат, чем определяется до- или синтетектонический генезис гранитоидов. По трем зернам цирконов с практически конкордантными параметрами возраст Ахмеровского массива оценивается в 1381 ± 23 млн. лет [Краснобаев и др., 2008].

Инзерский комплекс объединяет дайки габбро-долеритового состава, прорывающие отложения верхнего рифея. Породы комплекса широко развиты западнее осевой части Ямантауского антиклинория и образуют два субмеридиональных дайковых пояса: сравнительно узкий Алатауский и более широкий и крупный — Инзерско-Туканский. Мощность даек варьирует от первых метров до 30–35 м, протяженность изменяется от 1–15 км до 25–30 км (редко). Позднерифейский возраст обосновывается присутствием в конгломератах ашинской серии гальки микропегматоидных долеритов, характерных для пород комплекса, а также определением возраста калий-аргоновом методом, давшим значение от 670 до 920 млн. лет [Алексеев, 1984].

Мисаелгинский комплекс имеет ограниченное распространение и представлен двумя дифференцированными феррогаббро-долерит-пикритовыми массивами, выявленными в западной части Тараташского комплекса [Алексеев, 1979; Ковалев, 1996]. Интрузии образуют полого падающие на запад тела мощностью 45 и свыше 216 м. В сложении феррогаббро-долерит-пикритовых тел участвуют: оливиновые долериты, порфиroidные пикродолериты, среднезернистые пикриты и пикродолериты, габбро-долериты и феррогаббро-долериты. Определения возраста долерита K-Ar методом — 780 млн. лет [Ленных, Петров, 1978] и Rb-Sr — 726 ± 13 млн. лет [Ковалев, 1996] позволяют с достаточной степенью надежности говорить о позднерифейском времени формирования пород.

Магматизм восточной части ВЕП изучен гораздо слабее из-за особенностей геологического строения территории, а именно — мощного осадочного чехла. Тем не менее практически во всех скважинах, вскрывших докембрийские отложения, присутствуют магматические породы различной формационной принадлежности [Алексеев, Алексеева, 1999; Козлов, Сергеева, 2008]. В частности, в скважине Актаныш-183 установлена дифферен-

цированная долерит-пикритовая интрузия, кровля и подошва которой располагаются на глубинах 2205 и 2348 м соответственно при общей мощности 143 м. А.А. Алексеевым и Г.В. Алексеевой [1999] породы дифференцированного тела отнесены к раннерифейской долерит-пикритовой формации западного склона Южного Урала (Шуйдинский комплекс).

В скважине Кипчак-1 магматические породы установлены в интервале 5169–5229 м. На глубине 5177–5178 м они представлены среднезернистыми габбро-долеритами, а в интервале 5201–5204 м — среднезернистыми плагиоклазовыми пикритами. Тело расположено среди песчано-глинистых толщ среднего рифея. А.А. Алексеевым и Г.В. Алексеевой [1999] породы сопоставляются с интрузиями среднерифейской долерит-пикритовой формации (Лапыштинский комплекс) западного склона Южного Урала.

В скважине Восточно-Аскинская установлены (сверху вниз): субщелочные оливиновые базальты, сопоставляемые с вендской щелочной формацией, аналогом которой на западном склоне Южного Урала являются калиевые оливиновые базальты и пикробазальты руч. Баталалма (Авашинский комплекс) [Алексеев, Алексеева, 1996; Ковалев, Салихов, 2003]; гиперстенсодержащие микропегматитовые габбро-долериты, аналогичные двупироксеновым микропегматитовым долеритам верхней зоны дифференцированного долерит-пикритового силла раннерифейского возраста (Шуйдинский комплекс) [Ковалев, 1996; Алексеев и др., 2003]; плагиоклазсодержащие пикриты и дифференцированное пикрит-долеритовое тело, близкие к пикритам скважины Актаныш-1 и пикритам раннерифейской (Шуйдинский комплекс) долерит-пикритовой формации западного склона Южного Урала [Алексеев и др., 2003].

Геохимическая характеристика

Содержания благородных, рудных, редких, рассеянных и редкоземельных элементов (REE) в большей части образцов определены на масс-спектрометрической системе высокого разрешения HR ICP-MS ELEMENT2 (ThermoFinnigan) для мультиэлементного анализа геологического материала (ИГГ УрО РАН, г. Екатеринбург). Контроль качества получаемых результатов осуществлялся путем параллельных анализов внутренних сверочных проб и стандартных образцов горных пород (образцы СГ-1А, СГД-1А, ВСР-2). В течение анализа серии проб измерение стандартного образца — ВСР2 (U.S. Geological Survey) проводилось с периодичностью 1:5 — 1:10.

Определения платиноидов (Pt, Pd, Rh, Ru, Ir) и Au были выполнены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS) в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Методика определения заключалась в исследовании коллоидно-солевого раствора, приготовленного из материала пробы и деионизированной воды (в соотношении 1:10), методом ICP-MS. Пределы обнаружения составили (мкг/л): 0,01 (Au), 0,02 (Pt), 0,03 (Pd), 0,005 (Ag), 0,005 (Rh), 0,02 (Ru), 0,006 (Ir) [Олейникова и др., 2010].

Содержания основных породообразующих окислов и элементов-примесей (Cu, Zn, Pb, Ni, Co) определялись стандартными силикатным и атомно-абсорбционным методами в Институте геологии УНЦ РАН.

Породообразующие окислы. Петрохимические характеристики магматических пород западного склона Южного Урала и востока Восточно-Европейской платформы отличаются определенной спецификой, которая заключается в том, что большая часть рассматриваемых комплексов дифференцирована, и как следствие этого точки составов, характеризующих один комплекс на различного типа диаграммах занимают некий интервал либо область. В частности, на диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (рис. 2 а) разброс точек составов пород, принадлежащих единому телу (комплексу) занимает значительный интервал (от 40 до 58% SiO_2 и от 0,3–0,5 до 5,5% $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$), изменяясь от типичных пикритов нормальной щелочности до трахибазальтов и трахиандезитобазальтов. В связи с этим определенную информативность о процессах, сформировавших магматические комплексы, несут не только данные химических анализов, но и средние (средневзвешенные) составы, а также тренды изменения составов пород (см. рис. 2б), анализ которых показывает, что при общности процессов дифференциации, направленных на увеличение щелочности и уменьшение «основности» от ранних дифференциатов к поздним, в отдельных комплексах (Ишлинский, породы скв. Восточно-Аскинская) тренды могут иметь обратную направленность.

Петрохимические данные позволяют не только классифицировать породы отдельных тел и комплексов и проследить их эволюцию по мере становления, но и с достаточной уверенностью охарактеризовать сходство и различия разновременных магматических комплексов. На рис. 3 изображена серия петрохимических диаграмм для магматических пород ранне- и среднерифейского возраста западного склона Южного Урала, анализ которых показывает, что для первых характерны меньшие количества SiO_2 и Al_2O_3 при повышенных содержаниях TiO_2 , MgO и суммы щелочей по отношению

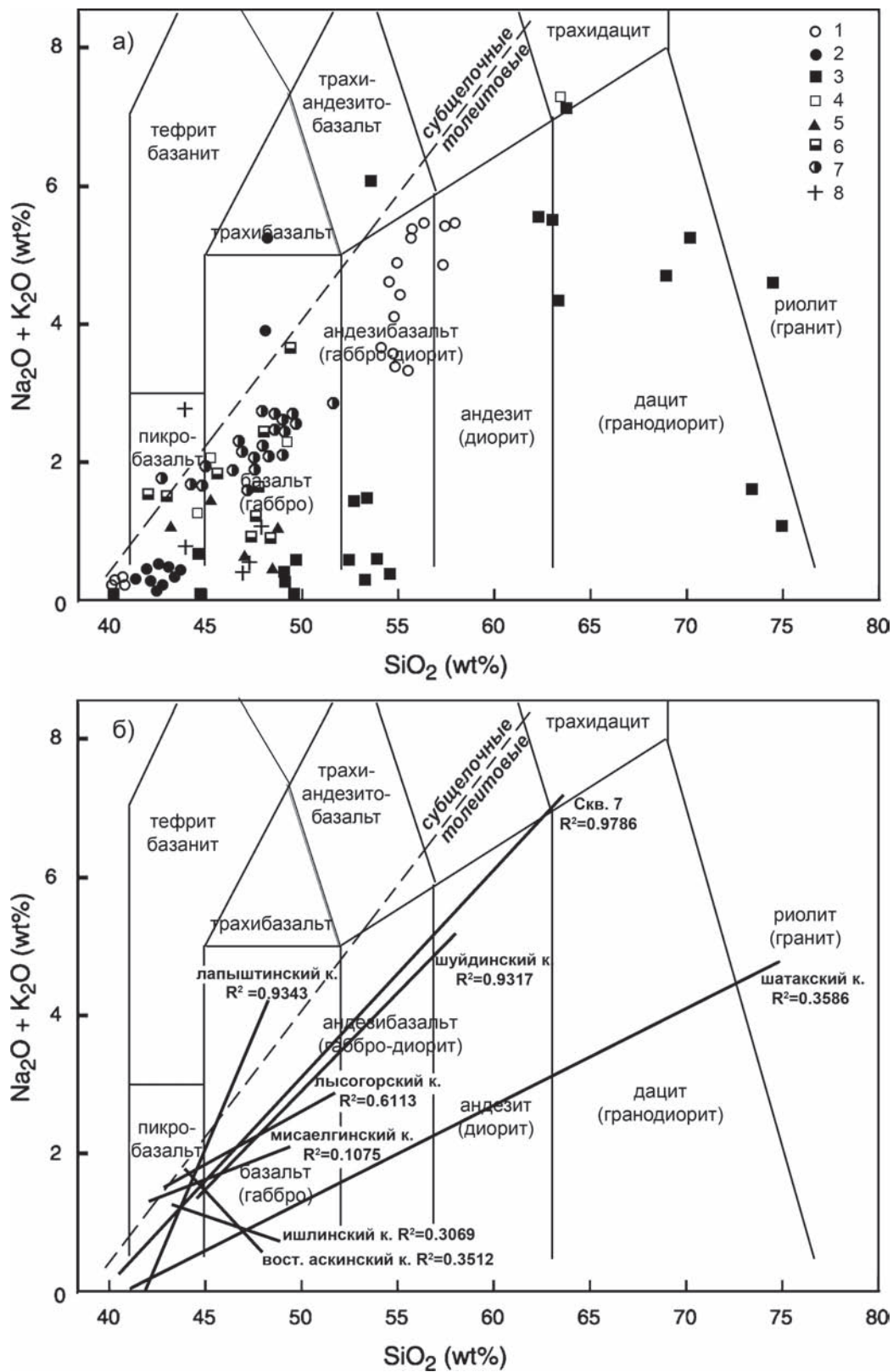


Рис. 2. Диаграмма $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ для магматических пород западного склона Южного Урала и востока Восточно-Европейской платформы (а) и тренды изменения состава пород (б)

Условные обозначения: 1 — Шуйдинский комплекс; 2 — Лапыштинский комплекс; 3 — Шатакский комплекс; 4 — породы скв. № 7; 5 — Ишлинский комплекс; 6 — Мисаелгинский комплекс; 7 — Лысогорский комплекс; 8 — породы скв. Восточно-Аскинская.

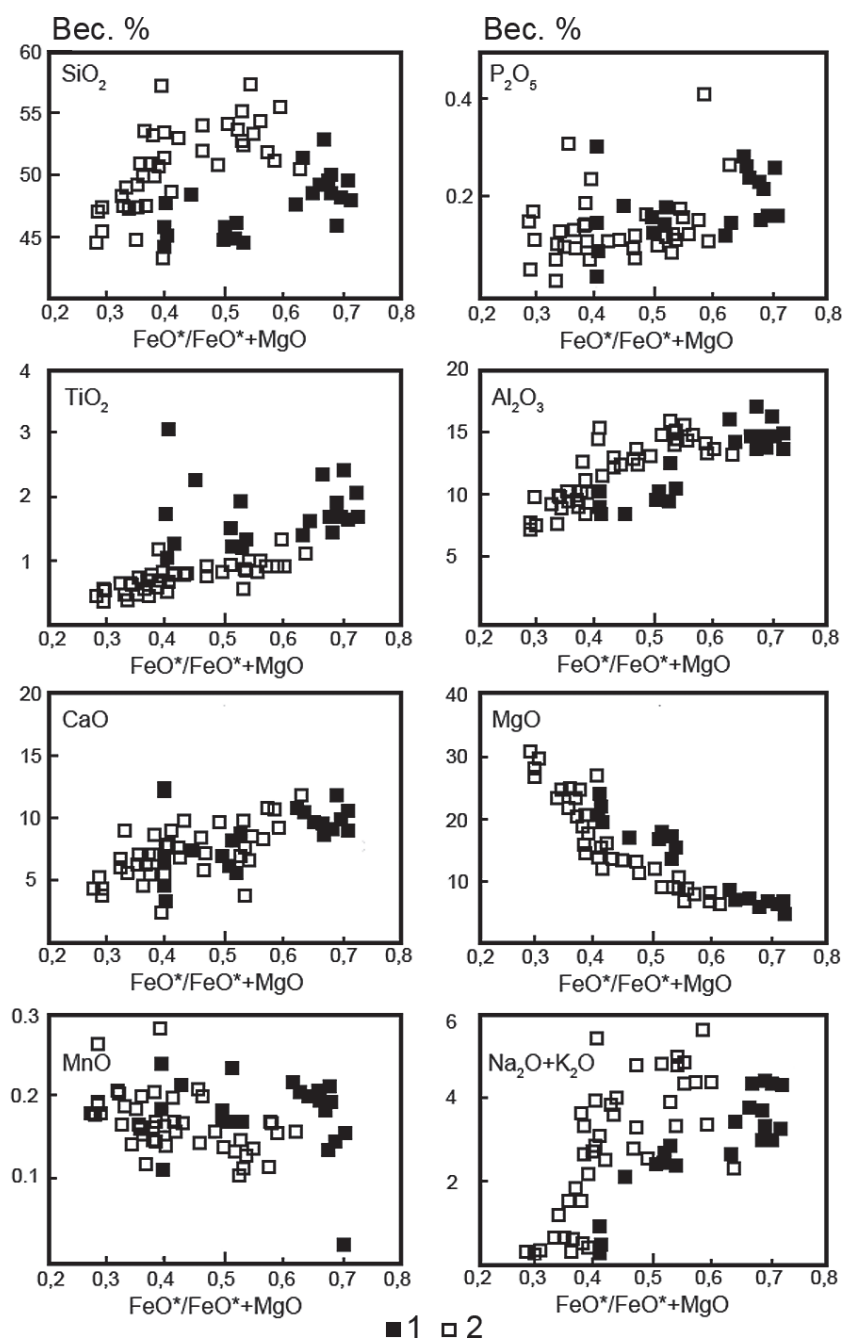


Рис. 3. Петрохимические диаграммы для магматических пород ранне- и среднерифейского возраста западного склона Южного Урала

Условные обозначения: 1 — породы раннерифейского возраста; 2 — породы среднерифейского возраста.

к общей железистости пород. Близкая картина отличий в распределении основных петрогенных окислов видна и на диаграмме $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO} + \text{CaO}$ (рис. 4), построенной для различающихся по основности (пикриты — габбро, долериты) магматических пород западного склона Южного Урала раннерифейского, среднерифейского и поздне-рифейского «времени».

Количества петрогенных элементов подвержены значительным вариациям и в разрезах отдельных тел, что обусловлено процессами внутрикамерной дифференциации. В частности, в распределении основных петрогенных окислов по вертикальным разрезам дифференцированных интрузивных тел четко фиксируется обогащение нижних горизонтов

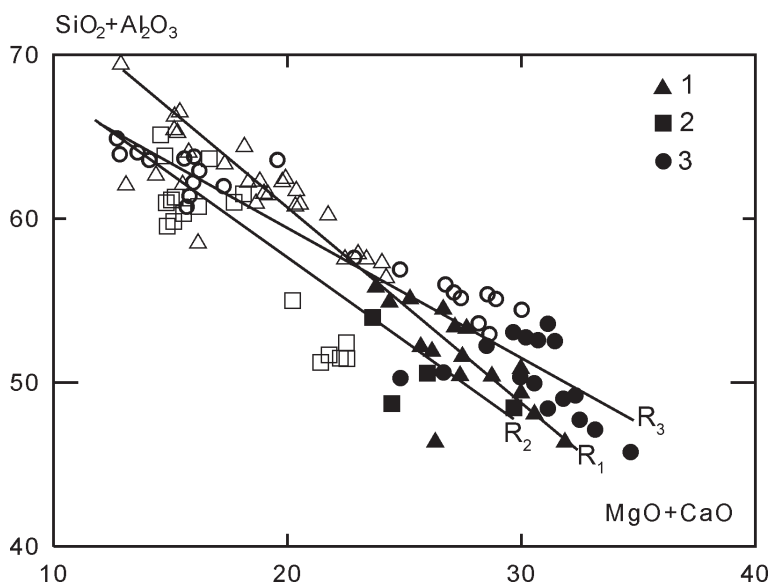


Рис. 4. Диаграмма $\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{MgO}+\text{CaO}$ для магматических пород западного склона Южного Урала раннерифейского (1), среднерифейского (2) и позднеорифейского (3) «времени»

Условные обозначения: залитые знаки — пикриты, незалитые — долериты, габбро.

магнием, а верхних — кремнеземом, щелочами, титаном и алюминием. При этом распределение TiO_2 , Al_2O_3 , CaO , K_2O и Na_2O характеризует внутреннее строение горизонтов, подчеркивая особенности, присущие отдельным горизонтам и проявленные в минеральном составе пород.

Ультрамафитовые разновидности всех дифференцированных и расслоенных интрузивных комплексов характеризуются рядом общих, хорошо выдержанных петрохимических свойств, роднящих их с аналогичными породами различных регионов. Их отличает повышенная магнезиальность (20–30% MgO), пониженное содержание кремнезема (40–44%) и щелочей. В направлении от пикритов к пикродолеритам фиксируется увеличение титанистости при уменьшении общей железистости соответствующих типов пород, причем, если в Шуйдинском, Лапыштинском и Мисаелгинском комплексах это увеличение относительно плавное и монотонное, то Лысогорский комплекс отличается резким возрастанием титанистости при слабом увеличении общей железистости. В этом же направлении происходит уменьшение магнезиальности при возрастании количества кремнезема и суммы щелочей.

По соотношению $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}$ породы комплексов образуют две контрастные группы: в породах Шуйдинского и Лапыштинского комплексов в процессе дифференциации от пикритов к пикродолеритам происходит увеличение глиноземистости, а в Мисаелгинском и Лысогорском комплексах фиксируется резкое снижение количества глинозема при возрастании кальциевости аналогичных по основности пород. Эта картина сохраняется и в дальнейшем, в направлении от пикродолеритов к долеритам. Тренды изменения содержаний главных петрогенных окислов в направлении от пикро-

долеритов к наиболее лейкократовым дифференциатам отличаются большим разнообразием, характеризующим особенности дифференциации каждого комплекса на заключительных этапах становления. В Шуйдинском комплексе в этом направлении происходит относительно резкое возрастание титанистости, щелочности и глиноземистости пород при малом увеличении кальциевости, количества кремнезема и уменьшении общей железистости.

Лейкократовые дифференциаты Лапыштинского комплекса характеризуются уменьшением магнезиальности и общей железистости на фоне относительно резкого возрастания общей щелочности, количества глинозема, кремнезема и кальция, при практически неизменном содержании титана.

В Мисаелгинском комплексе, в направлении от пикродолеритов к конечным продуктам дифференциации, происходит резкое возрастание общей железистости и титанистости при значительном снижении количества кремнезема, кальция, глинозема, суммы щелочей и магнезиальности пород. Лейкократовые породы Лысогорского комплекса характеризуются относительно резким возрастанием количества титана и суммы щелочей на фоне уменьшения содержаний остальных петрогенных окислов (за исключением кремнезема, количество которого тоже возрастает).

Опираясь на приведенный выше анализ петрохимических характеристик пикритовых и пикродолеритовых комплексов, можно говорить, что в целом процесс дифференциации в них имеет толеитовое направление, причем в Мисаелгинском комплексе он характеризуется «феннеровской» направленностью и аналогичен дифференциации Скеаргардского массива, а заключительные этапы становления интрузивных тел Шуйдинского комплекса близки к известково-щелочному направлению.

От типичных пикритов Урала и аналогичных пород других регионов пикритовые и пикродолеритовые комплексы западного склона Южного Урала отличаются повышенным содержанием кремнезема и пониженной магнезиальностью средневзвешенных составов. Вместе с тем они оказываются петро-

химически комплементарными одновозрастным габбро-долеритовым комплексам, распространенным в регионе.

Элементы-примеси. Содержания и распределение элементов-примесей в магматических породах характеризуют не только процессы внутрикамерной дифференциации, но и являются «информативным материалом» для выявления определенных закономерностей, присущих разновременным магматическим комплексам, что позволяет воссоздавать условия их генерации и оценивать рудогенерирующий потенциал. В этой связи оределенный интерес представляют содержания «рудогенных» металлов, U и Th в разновременных магматических породах, а также в различных типах пород Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов, выделенных отдельно, т.к. из-за особенностей геологического строения они могут рассматриваться в качестве эталонных объектов [Ковалев и др., 2013а]. Анализ бинарных диаграмм, приведенных на рис. 5 позволяет сделать следующие выводы:

— в целом для разновременных магматических комплексов характерен общий тренд с прямой за-

висимостью между содержаниями V и Ti, при том что точки содержаний титана и ванадия в кислых разновидностях пород (гранитах и риолитах) образуют локальное поле, отличающееся пониженными количествами этих элементов; несмотря на то, что Шатакский и Кусинско-Копанский комплексы характеризуются разным типом оруденения (титаномагнетитовое в Кусинско-Копанском и железистоокисное — в Шатакском), изменение содержаний V и Ti в различных разновидностях пород (граниты → ильменитовое габбро для Кусинско-Копанского комплекса и риолиты → базальты для Шатакского) аналогично для обоих комплексов, образуя на диаграмме единый тренд, что свидетельствует о близких, но не тождественных механизмах становления комплексов;

— аналогичное поведение характерно и для Co и Ni, при этом кислые разновидности пород укладываются в общий тренд изменения количества кобальта и никеля, а для пород Кусинско-Копанского комплекса характерен больший разброс значений элементов в ряду граниты — габбро (в 100 раз), что свидетельствует о специфике внутрикамерной

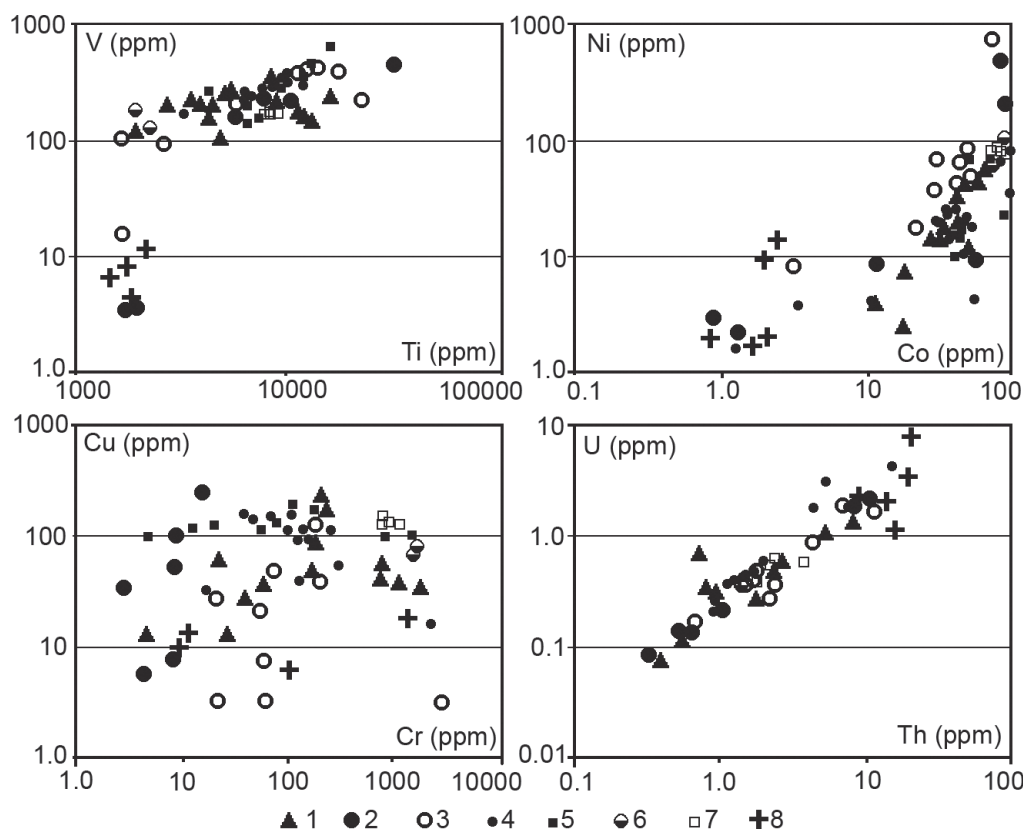


Рис. 5. Бинарные диаграммы содержаний рудогенных металлов, U и Th в магматических породах западного склона Южного Урала

Условные обозначения: 1 — раннерифейские магматические комплексы; 2 — Кусинско-Копанский комплекс (RF₂); 3 — Шатакский комплекс (RF₂); 4 — среднерифейские магматические комплексы; 5 — Ишлинский комплекс (RF₂); 6 — позднерифейские магматические комплексы; 7 — вендские (?) магматические комплексы; 8 — граниты (Ахмеровский и Рябиновский комплексы).

дифференциации расплава, которая реализовывалась в «закрытой» системе [Ковалев, 2004, 2008];

— для Cu и Sr также характерны свои особенности распределения в рядах пород комплексов; магматические породы ранне-, среднерифейского возраста отличаются значительными вариациями содержаний хрома (на 4 порядка!) при относительно малых вариациях содержаний меди; в то же время в ряду габбро — гранит (Кусинско-Копанский комплекс) значительно возрастает количество меди при незначительном повышении содержаний хрома, а в ряду риолит — базальт (Шатакский комплекс) также растет количество Cu, но при этом все разновидности пород Шатакского комплекса более «хромистые» чем аналоги по основности Кусинско-Копанского комплекса, а максимальные количества Sr при минимуме Cu характерны для пикритов;

— по содержаниям U и Th магматические породы всех разновременных комплексов западного склона Южного Урала образуют единый тренд, для которого характерно увеличение количеств урана и тория в направлении от ультраосновных-основных разновидностей пород (пикриты, базальты, габбро) к кислым (граниты, риолиты); наличие единого тренда свидетельствует о схожих минеральных формах этих элементов и аналогичном их поведении в процессах дифференциации.

Анализ нормализованных распределений *редкоземельных элементов* в разновозрастных магматических комплексах западного склона Южного Урала (рис. 6) показывает, что они характеризуются повышенными содержаниями всей группы РЗЭ при четко выраженном обогащении легкой группой. При этом обращает на себя внимание то, что в процессе внутрикамерной дифференциации поведение редких земель неоднозначно. Если для пород Шуйдинского комплекса количественные соотношения выглядят «нормальными» (обогащаются лейкократовые дифференциаты), то для пород Лапыштинского и Мисаелгинского комплексов картина распределения РЗЭ несколько сложнее (в Лапыштинском комплексе количество легких лантаноидов одинаково как для лейкократовых дифференциатов, так и для меланократовых, а в породах Мисаелгинского комплекса всей группой РЗЭ обогащены пикриты). Особый интерес представляет сравнительный анализ данных по пикритовым и пикродолеритовым комплексам между собой и с «одновозрастными» магматическими породами, распространенными в пределах региона (см. рис. 6). Как видно из диаграмм, характер распределения элементов для раннерифейских и среднерифейских пород в целом близок. И в том и в другом случаях породы пикритовых комплексов комплементарны «одновозрастным» породам основного состава.

Наиболее примечательна, как для первых, так и для вторых, стронциевая аномалия, четко проявленная во всех разновидностях пород (ее отсутствие в породах Лапыштинского комплекса характеризует процесс внутрикамерной дифференциации при становлении тела в коре), которую в случае пикритовых комплексов нельзя объяснить фракционированием плагиоклаза, так как количества Rb, Ba и Cs — элементов типоморфных для полевых шпатов, находятся на уровне их содержаний в основных породах, характеризующихся клинопироксен-плагиоклазовым составом. О своеобразии условий образования дифференцированных пикритовых и пикродолеритовых комплексов можно судить по соотношениям элементов в породах Шуйдинского и Лапыштинского комплексов, с одной стороны, и пикритовой интрузии, описанной нами ранее [Ковалев, Высоцкий, 2008] из основания Шатакского комплекса — с другой (см. рис. 6). Как видно из анализа диаграмм, содержания всех элементов в шатакской интрузии понижены по сравнению с пикритовыми и пикродолеритовыми комплексами и комплементарны их содержаниям в шатакских породах основного состава. Данный факт может служить доказательством формирования Шатакского вулcano-плутонического комплекса из расплава, претерпевшего дифференциацию в промежуточном очаге, а разновидности слагающих его пород являются различными фракциями, внедрившимися в верхние горизонты коры. Ввиду этого породы Шуйдинского и Лапыштинского (а также Мисаелгинского и Лысогорского) комплексов, из-за их обогащенности всей группой элементов, не могут рассматриваться в качестве продуктов дифференциации, а соответствуют непосредственным выплавкам из мантийного субстрата.

Графики нормализованных содержаний РЗЭ и спайдер-диаграммы для Мисаелгинского (RF₃) и Лысогорского (V) комплексов (см. рис. 6) также близки между собой. Для них характерно «традиционное» обогащение легкими лантаноидами и нечетко проявленная стронциевая аномалия. При этом, если тренды пород Мисаелгинского комплекса практически полностью тождественны одновозрастным породам основного состава, то для вендских образований картина распределения редких, рассеянных и некогерентных элементов гораздо сложнее. Для сравнительного анализа с пикродолеритами Лысогорского комплекса на диаграммы нанесены данные по авашлинским сиенитам и «баталалминскому» телу, представляющему собой сложно построенный интрузив, в котором пространственно и генетически совмещены эруптивные брекчии калиевых щелочных габброидов и оливиновые трахибазальты [Ковалев, Салихов, 2003].

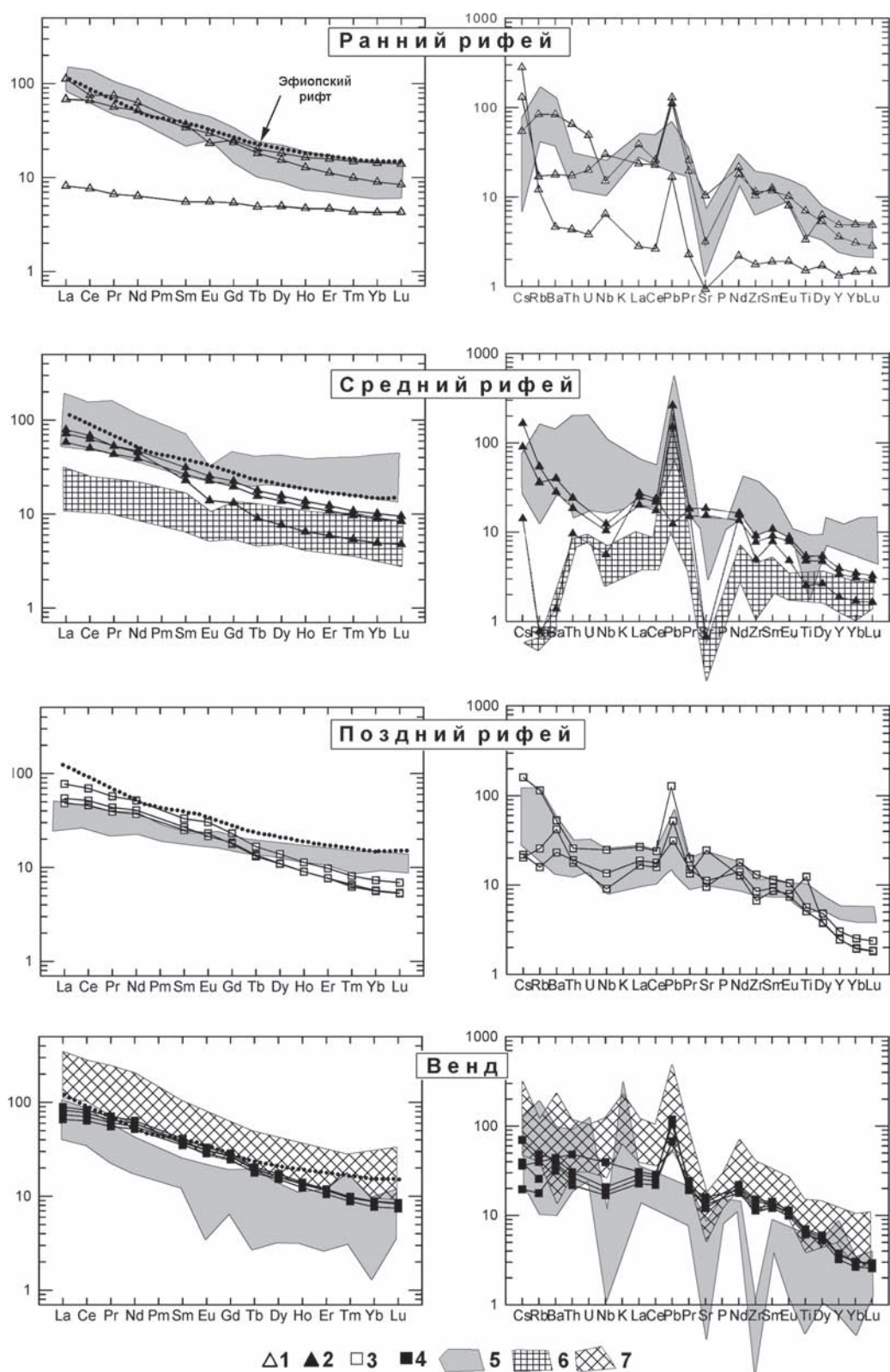


Рис. 6. Графики нормализованных содержаний РЗЭ и спайдер-диаграммы для разновозрастных долерит-пикритовых комплексов западного склона Южного Урала

Пикритовые и пикродолеритовые комплексы: 1 — Шуйдинский (RF₁), 2 — Лапыштинский (RF₂), 3 — Мисаелгинский (RF₃), 4 — Лысогорский (V). Поля: 5 — основных пород соответствующего возраста, 6 — пикритовое тело из основания Шатакского комплекса, 7 — щелочные сиениты Авашинского комплекса. Нормализовано на примитивную мантию по [Sun, McDonough, 1989].

Результаты анализа диаграмм показывают, что лысогогорские пикродолериты практически по всем компонентам являются «усредненными» породами, из состава которых можно получить все разнообразие интрузивных щелочных пород вендского возраста, что, в свою очередь, может свидетельствовать об их принадлежности к производным частичного плавления мантийного субстрата, а не продуктам дифференциации в промежуточном очаге.

Здесь же необходимо отметить, что нормализованные содержания РЗЭ во всех пикритовых комплексах западного склона Южного Урала очень близки к их количествам, характеризующим субщелочные оливиновые базальты рифта Афар, входящего в систему Восточно-Африканских рифтов (см. рис. 6), при том, что по содержаниям щелочей южноуральские породы относятся к нормальному ряду (см. выше). Геохимические особенности магматических пород Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов также характеризуются устойчивыми

признаками, подчеркивающими условия их формирования. В частности, нормализованные содержания РЗЭ в различных по основности типах пород, слагающих Шатакский (риолиты, базальты и пикриты) и Кусинско-Копанский (граниты, габбро, анортозиты и оливиновые пироксениты) комплексы комплементарны между собой (рис. 7). При этом эффузивные магматические породы Шатакского комплекса представляют собой порции дифференцированного вещества, излившиеся на поверхность, а субвулканические — внедрившиеся в верхние горизонты коры, в то время как в целом породы Кусинско-Копанского комплекса являются раскристаллизованным в коре самим промежуточным очагом.

По величинам нормализованных отношений La/Lu и Ce/Yb все разновидности пород Шатакского (пикриты — 2,52–4,38 и 2,24–3,64; базальты — 4,40–5,91 и 3,30–4,74; риолиты — 112,23 и 66,08 соответственно) и Кусинско-Копанского (оливи-

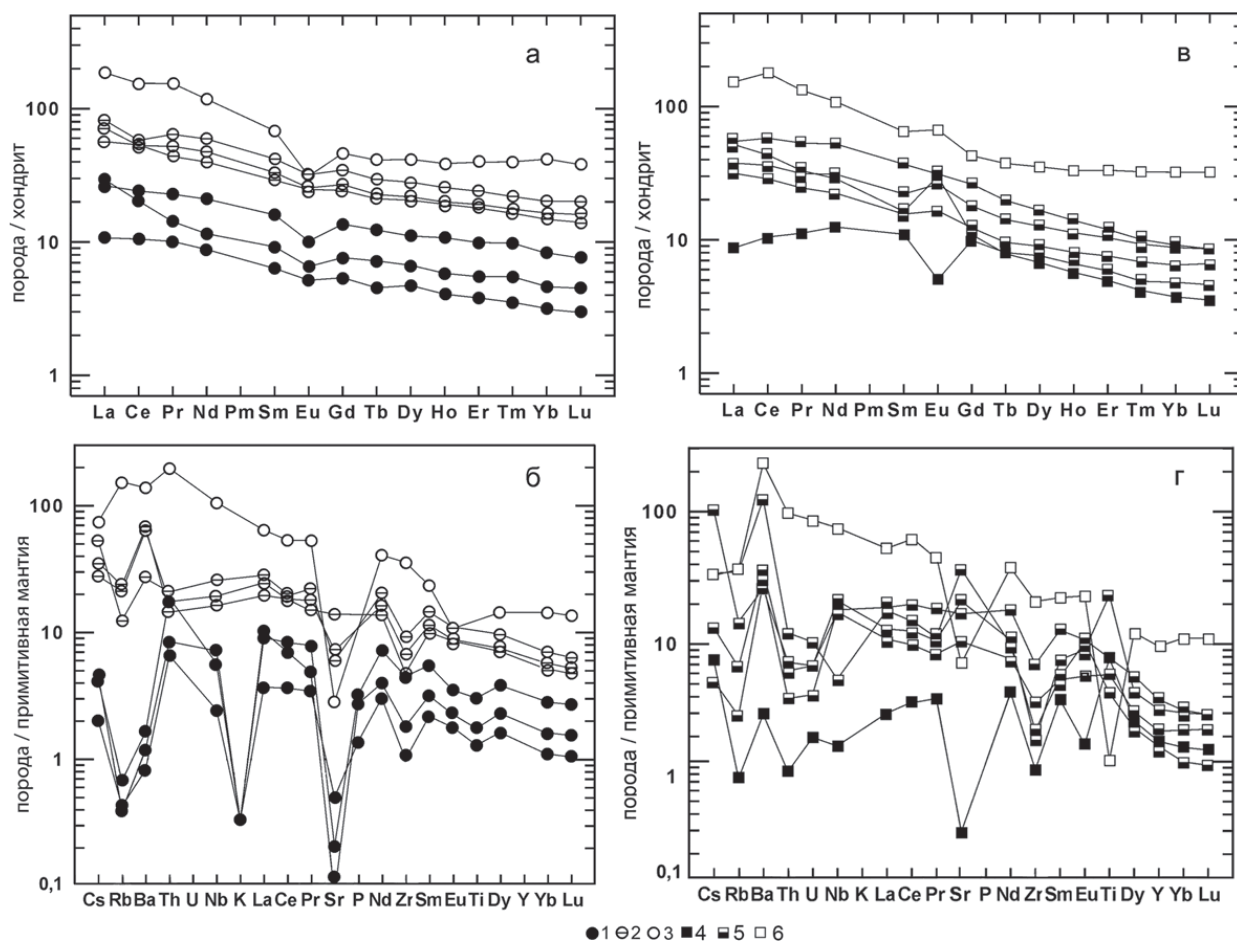


Рис. 7. Нормализованные содержания РЗЭ и спайдер-диаграммы для магматических пород Машакского (а, б) и Кусинско-Копанского (в, г) комплексов

Условные обозначения: 1–3 — Шатакский комплекс (1 — пикриты, 2 — базальты, 3 — риолиты); 4–6 — Кусинско-Копанский комплекс (4 — оливиновые пироксениты, 5 — габброиды и анортозиты, 6 — граниты Рябиновского массива). Хондрит и примитивная мантия по [Sun, McDonough, 1989].

новые пироксениты — 4,59 и 4,06; габброиды и анортозиты — 4,24–14,15 и 3,79–10,62; граниты Рябиновского массива — 6,72 и 5,74) комплексов в значительной степени обогащены легкой группой РЗЭ. Кроме того, La/Sm отношение в пикритах и базальтах Шатакского комплекса изменяется в пределах от 1,66 до 2,53 и незначительно повышается к риолитам до величины 4,61, в то время как в породах Кусинско-Копанского комплекса максимальное значение La/Sm отношения установлено в анортозитах (3,04), а в оливиновых пироксенитах (1,93), габброидах (1,42–1,63) и гранитах Рябиновского массива (2,28) значения отношения близки друг к другу. Несмотря на схожесть геохимических характеристик существуют и различия, подчеркивающие разные механизмы становления комплексов. В частности, для шатакских пикритов и базальтоидов характерны повышенные количества U и Th и устойчиво пониженные Sr по сравнению с аналогами по основности Кусинско-Копанского комплекса (см. рис. 7). То есть все вариации содержаний РЗЭ и элементов-примесей в породах Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов обусловлены конкретными условиями и механизмами перераспределения вещества при становлении магматических тел в промежуточных очагах.

При сравнительном анализе диаграмм Th/Yb—Ta/Yb и Nb/Y—Zr/Y (рис. 8), построенных для магматических пород западного склона Южного Урала и аналогичных пород из других регионов, видно, что на диаграмме Th/Yb—Ta/Yb точки составов пикритов и пикеродолеритов «тяготеют» к эталонной точке составов внутриплитных субщелочных базальтов и располагаются на тренде «мантийного обогащения литофильными компонентами» по [Фролова, Бурикова, 1997]. При этом шатакские породы из дифференцированного пикритового тела располагаются вне области концентрации точек составов разновозрастных пикритовых и пикеродолеритовых комплексов, что свидетельствует об изменении отношений элементов в процессе дифференциации расплава в промежуточном очаге. Основные породы также группируются в этой области, образуя комплементарные ряды с одновременными ультраосновными аналогами. На диаграмме Nb/Y—Zr/Y составы пород пикритовых и пикеродолеритовых комплексов группируются между областями высокотитанистых меймечитов Гулинского массива и титанистыми пикритами Печенги и Карелии, в значительной степени отличаясь от пикритов фанерозойских складчатых областей. При этом подавляющее большинство точек составов разновременных комплексов располагаются в области, характеризующей плюмовый источник расплава, что ранее было показано для магмати-

ческих пород ранне- и среднерифейского времени [Пучков, Ковалев, 2013]. Здесь же необходимо отметить, что точки содержаний элементов в гранитоидах Ахмеровского, Барангульского и Рябиновского массивов располагаются среди основных и ультраосновных разновидностей пород, что свидетельствует об их происхождении в результате дифференциации магмы в промежуточных очагах.

Из величин отношений Ti/Y, Sm/Yb и Lu/Hf, позволяющих судить о глубине выплавления и/или степени плавления мантийного источника [Носова, 2007], которые равны соответственно: для Шуйдинского комплекса — 195–326; 1,16–2,32; 0,09–0,18; Лапыштинского — 385–402; 2,66–4,19; 0,078–0,088; Мисаелгинского — 535–1443; 3,96–4,31; 0,04–0,06 и Лысогорского — 517–542; 3,82–4,18; 0,045–0,053, следует, что наиболее глубинными и менее истощенными следует считать первичные расплавы, сформировавшие тела Мисаелгинского и Лысогорского комплексов, в то время как расплавы Шуйдинского и Лапыштинского комплексов образовались при больших степенях плавления и/или меньшей глубине очага магмогенерации.

Таким образом, петрогеохимические особенности рифейских магматических пород, в частности, комплементарность составов одновременных комплексов, свидетельствуют о неоднократно проявленных процессах активизации территории западного склона Южного Урала и прилегающей части ВЕП, обусловленных различными причинами. В целом временная эволюция магматизма в пределах региона характеризуется направленным изменением петрогеохимических характеристик пород от раннего рифея к венду, что может служить косвенным признаком наращивания континентальной коры либо указывать на неоднородности в составе мантийного субстрата в позднедокембрийское время в пределах региона.

Благородные металлы. Элементы группы платины (ЭПГ) и золото, кроме того, что представляют собой ценное полезное ископаемое, являются очень информативными геохимическими «маркерами» разнообразных петрогенетических и рудообразующих процессов. К сожалению, опубликованные материалы для сравнительного анализа пород региона довольно ограничены [Салихов и др., 2003].

Анализ средних нормализованных содержаний платиноидов и золота в различных разновидностях пород Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов, изображенных на рис. 9, позволяет сделать следующие выводы:

— нормализованные содержания ЭПГ и Au во всех разновидностях пород (пикриты, базальты, риолиты) Шатакского комплекса близки между собой, образуя единый тренд, который характери-

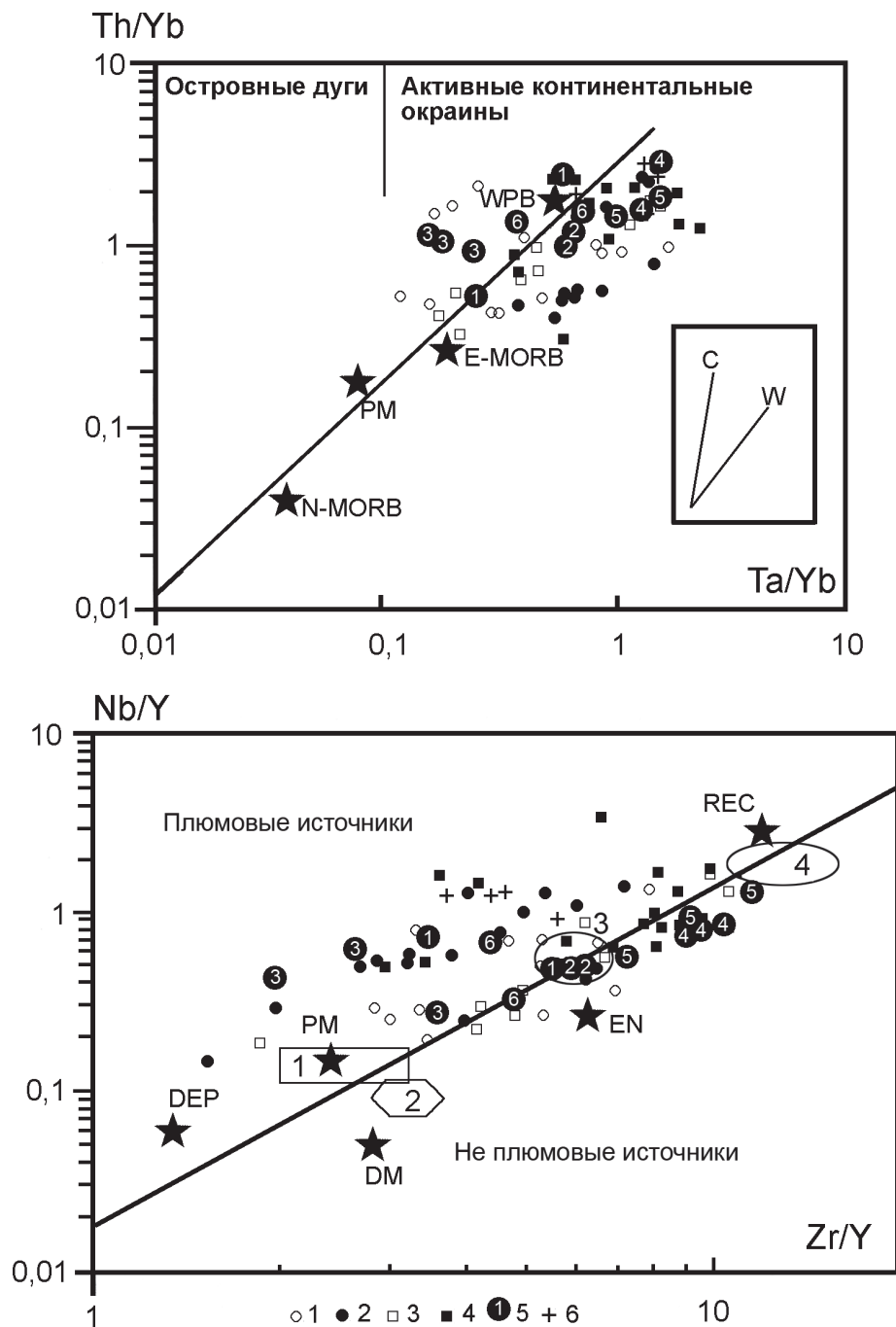


Рис. 8. Положение точек составов долерит-пикритовых комплексов западного склона Южного Урала на диаграммах Th/Yb – Ta/Yb и Nb/Y – Zr/Y

Условные обозначения: 1 – раннерифейские породы; 2 – среднерифейские породы; 3 – позднерифейские породы; 4 – вендские (?) породы; 5 – пикритовые и пикродолеритовые комплексы (1 – Шуйдинский (RF₁), 2 – Лапыштинский (RF₂), 3 – Шатакский (RF₂), 4 – Мисаелгинский (RF₃), 5 – Лысогорский (V?), 6 – Ишлинский (RF₂)); 6 – граниты Ахмеровского, Барангульского и Рябиновского массивов. Тренды эволюции составов магм по [Фролова, Бурикова, 1997]; W – в процессе внутриплитного (мантийного) обогащения литофильными элементами; C – контаминации континентальной коры. **Поля и точки составов пород эталонных обстановок для диаграммы Th/Yb – Ta/Yb** по [Ланда, Марковский, 2009]: WPB – внутриплитные базальты (субшелочные оливиновые базальты, вулканический центр Бойна, Эфиопия по [Barberi et al., 1975]); PM – примитивная мантия по [Taylor, McLennan, 1985]; E-MORB и N-MORB – составы «обогащенных» и «нормальных» базальтов срединно-океанических хребтов по [Sun, McDonough, 1989]; **для диаграммы Nb/Y – Zr/Y:** DM – деплетированная мантия, PM – примитивная мантия, EN, REC – мантийные составы, обогащенные коровым веществом. **Поля:** 1 – низкотитанистые пикриты (коматиты) древних зеленокаменных поясов, 2 – низкотитанистые пикриты фанерозойских складчатых областей, 3 – титанистые пикриты и пикробазальты Печенги и Карелии, 4 – высокотитанистые пикриты (меймечиты) Гулинского комплекса (Сибирь).

Рис. 9. Нормализованные средние содержания благородных металлов в различных разновидностях пород Шатакского (а) и Кусинско-Копанского (б) комплексов. Примитивная мантия по [McDonough, Sun, 1995]

Условные обозначения см. на рис. 7.

зуются значительным (в 10 раз) превышением по сравнению с мантийными содержаниями Rh, Pd и Au (см. рис. 9а);

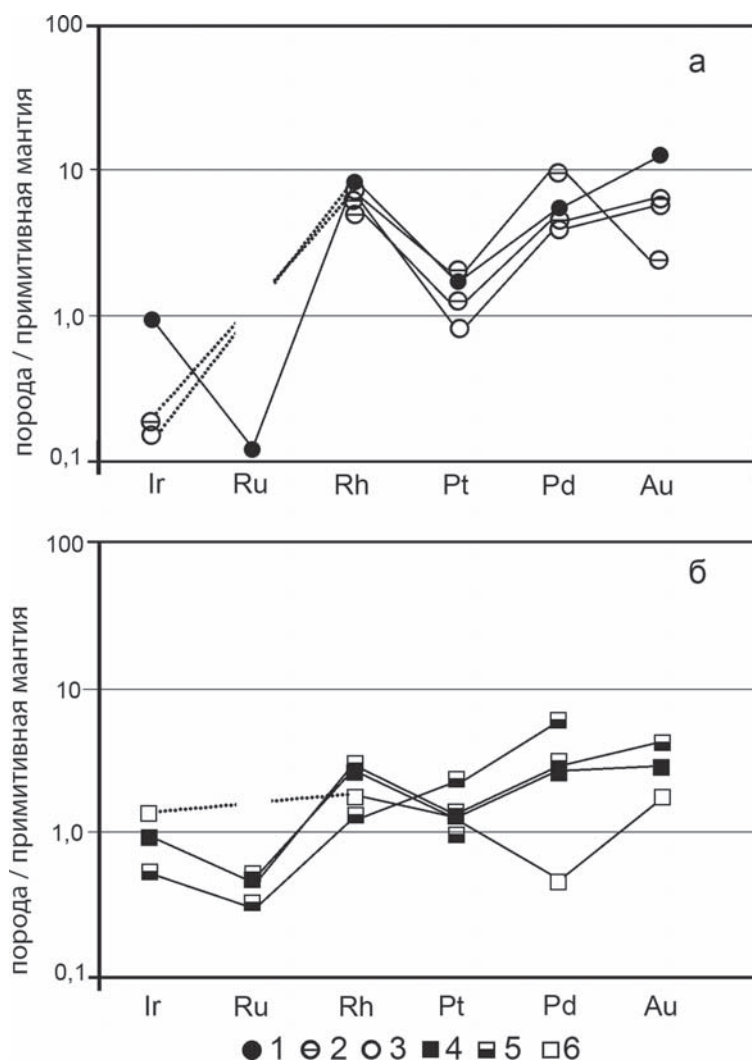
— максимальный разброс значений устанавливается для Au и Ir, при этом максимальные количества как первого элемента, так и второго, характерны для пикритов;

— в целом нормализованный тренд пород Шатакского комплекса обладает определенной «неравновесностью», что свидетельствует о неоднократном (?) перераспределении платиноидов и золота как в процессе становления вулcano-плутонической ассоциации, так и при более поздних процессах метаморфогенного изменения пород; благороднометалльную геохимическую специализацию комплекса в общем виде можно охарактеризовать как Ru–Pd–Au;

— по сравнению с шатакскими породами аналоги по основности (пироксениты, габбро и граниты) Кусинско-Копанского комплекса характеризуются меньшими количествами Rh, Pd и отчасти Au и большими Ir и Ru (см. рис. 9б); максимальный разброс значений наблюдается у Pd, составляющий для пары пироксенит – гранит более 10 раз;

— в целом для тренда средних содержаний благородных металлов в породах Кусинско-Копанского комплекса характерна меньшая дисперсия в нормализованных количествах ЭПГ и Au по сравнению с породами Шатакского комплекса, что, вероятнее всего, обусловлено различиями в условиях внутрикамерной дифференциации.

На рис. 10 изображена серия диаграмм, на которые нанесены средние нормализованные содержания благородных металлов в магматических породах западного склона Южного Урала и прилегающей части ВЕП. Анализ диаграмм позволяет охарактеризовать разновременные магматические комплексы и разновидности пород, генезис которых обусловлен различными причинами. Как видно из приведенных графиков, для разновременных пикритовых комплексов характерны общие особенности в строении трендов, а именно повышенные



количества родия и палладия. Причем содержания Rh во всех разновидностях пород превышают количества этого элемента в эталонных составах пикритов, коматиитов и примитивной мантии примерно в 10 раз.

Для разновременных пород основного состава (габбро и долеритов) также характерен «родиевый» максимум, но в распределении остальных элементов наблюдаются значительные вариации как по отношению к одновозрастным пикритам, так и между собой. Изменения количества благородных металлов в разновозрастных габброидах и долеритах, вероятнее всего, обусловлены петрогенетическими условиями образования пород, которые, в свою очередь, зависят от геодинамического режима развития региона. Наличие промежуточных камер, где происходит дифференциация первичного расплава, с одной стороны, и миграция и перераспределение благородных металлов при метаморфизме в коровых условиях — с другой, приводят «пестроту» в содержаниях ЭПГ и Au. Магматическим породам,

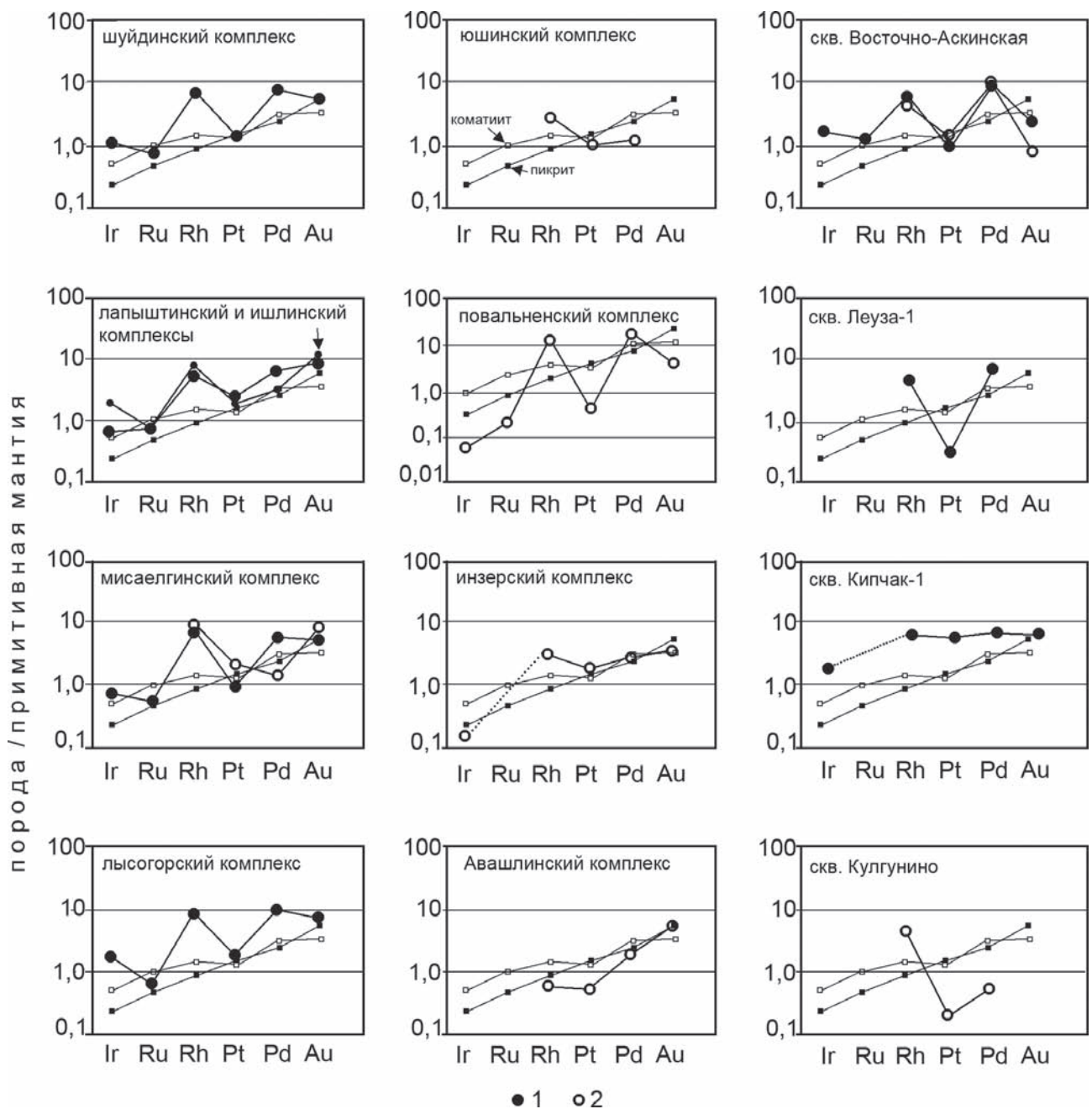


Рис. 10. Средние нормализованные содержания благородных металлов в магматических породах западного склона Южного Урала и прилегающей части ВЕП. Средние составы пикритов и коматиитов по [Barnes, Lightfoot, 2005]
 Условные обозначения: 1 — пикриты; 2 — долериты.

вскрытым скважинами в пределах восточной части ВЕП, в целом присущи те же вариации в распределении благородных металлов, что и породам западного склона Южного Урала. В частности, тренд, характеризующий пикриты, вскрытые скв. Восточно-Аскинская, абсолютно идентичен трендам разновозрастных пикритов западного склона Южного Урала, а нормализованные количества Pt меньше 1, характерные для долеритов и пикритов, вскрытых скв. Леуза-1

и Кулгунинская, близки к ее содержаниям в базитах Повальненского комплекса. «Когерентность» нормализованных графиков содержаний ЭПГ и Au в породах западного склона Южного Урала и востока ВЕП свидетельствует о близости процессов их петрогенезиса и общности механизмов формирования благороднометальной геохимической специализации как в момент становления этих тел, так и при их преобразовании вторичными процессами.

Как уже отмечалось выше, Шатакский и Кусинско-Копанский комплексы, наряду с телами пикритов, могут рассматриваться в качестве эталонных объектов для рассмотрения вопросов петрогенезиса и выявления механизмов формирования благороднометалльной геохимической специализации. В связи с этим определенный интерес представляет сравнительный анализ средних нормализованных трендов ЭПГ и Au Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов с аналогичными трендами пикритов, коматиитов и рассчитанных составов расплавов, сформировавших рудоносные комплексы Бушвельда и Норильска (рис. 11). Как видно из приведенных диаграмм, по сравнению со средними составами пикритов и коматиитов шатакский и кусинско-копанский тренды отличаются аномально высокими содержаниями Rh и низкими Ru. Эта особенность проявляется и при сравнении шатакского и кусинско-копанского трендов с рассчитанными составами расплавов, сформировавших рудоносные комплексы Бушвельда и Норильска (см. рис. 11). Южноуральские породы в целом несколько «обогащены» тугоплавкими (Ir, Ru) элементами, что

свидетельствует о больших величинах плавления мантийного субстрата и о близости первичных расплавов, сформировавших породы Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов, к пикритам-пикродолеритам, в то время как рассчитанные первичные составы Бушвельда и Норильска менее «основны» и соответствуют базальтам.

Анализ Pt/Pd и Pt/Ir для пород Шатакского (риолиты — 0,16–0,74 и 3,1–12,92; базальты, кузьелгинская подсвита — 0,37–1,15 и 4,51; базальты, каранская подсвита — 0,072–1,92 и 0; пикриты — 0,19–0,49 и 3,9–26,15) и Кусинско-Копанского (граниты, Рябиновский комплекс — 2,78 и 0,78; анортозит — 0,28 и 0; габброиды — 0,26–1,72 и 0; пироксениты — 0,73–2,88 и 1,62–6,76; ультрабазиты — 0,35–0,77 и 6,08–13,72) комплексов показывает, что практически для всех разновидностей характерна палладиевая специализация, иногда сменяющаяся палладий-платиновой, что свидетельствует о значительной подвижности этих элементов в процессах становления и преобразования пород комплексов. Средние значения Pt/Pd и Pt/Ir для всех разновидностей пород (Шатакский комплекс —

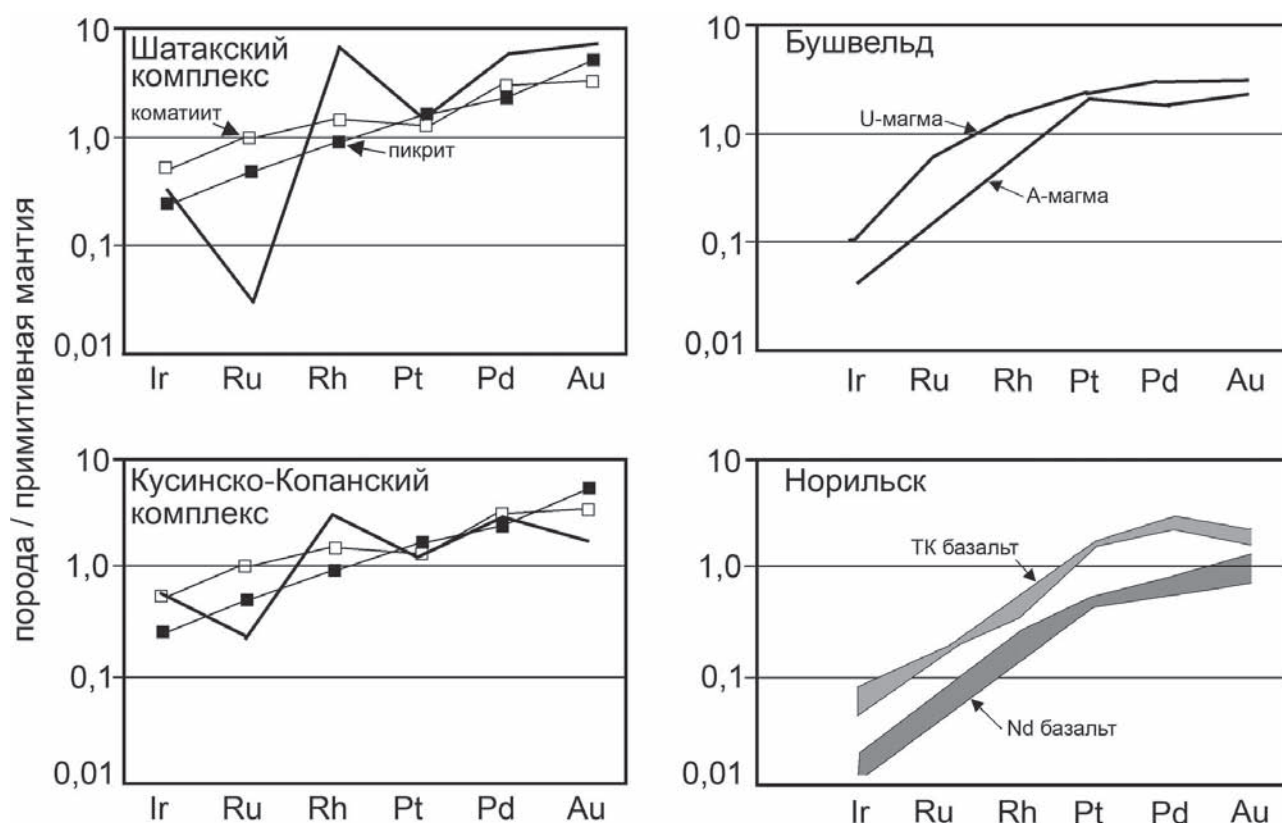


Рис. 11. Графики нормализованных содержаний благородных металлов для средних составов пикритов, коматиитов, магматических пород Шатакского, Кусинско-Копанского, Бушвельдского и Норильского комплексов

U магма — высокомагнезиальные базальты, A магма — толеитовые базальты, ТК базальт — базальты с коровым материалом, Nd базальт — бессульфидные базальты. Средние составы пикритов и коматиитов по [Barnes, Lightfoot, 2005]. Диаграммы для пород Бушвельда и Норильска по [Barnes, Maier, 1999].

0,386 и 3,81; Кусинско-Копанский комплекс — 0,7 и 1,172) комплексов показывают, что в целом расплав, сформировавший породы Кусинско-Копанского комплекса содержал несколько больше платины и иридия, чем расплав, сформировавший шатакские породы.

Анализ диаграммы Pd/Ir — Pt/Pd (рис. 12) показывает, что эти отношения в рядах пород пироксениты — габбро — граниты (Кусинско-Копанский комплекс) и пикриты — базальты — риолиты (Шатакский комплекс) разнонаправлены, т.е. в первом случае от ультраосновных разновидностей к кислым растёт количество Ir и Pt, в то время как во втором случае от пикритов к риолитам увеличивается количество Pd. Примечательным является то, что наиболее близкие к примитивной мантии значения отношений характерны для гранитов Рябиновского и одновозрастных им гранитов Ахуновского массива, что, по нашему мнению, требует дальнейшего изучения на более представительном материале.

«Обогащенность» расплавов Pd по отношению к Pt и Ir по сравнению с их отношениями в примитивной мантии довольно значительна и увеличивается от пород Кусинско-Копанского комплекса к породам Шатакского комплекса, что иллюстрируется средними значениями, рассчитанными для всех разновидностей пород (см. рис. 12). При этом южноуральские породы отличаются от эталонных составов пород, для которых характерно значительное увеличение количества Pd по отношению к Ir при слабых вариациях Pt/Pd, близких к constant.

Генетическая природа «родиевой аномалии», присущей практически всем магматическим породам рифейского возраста, распространённым в пределах западного склона Южного Урала и прилегающей части Восточно-Европейской платформы, и имеющей относительный характер, уста-

навливается при анализе материалов, полученных С.Дж. Барнсом и В.Д. Майером [Barnes, Maier, 1999] по содержаниям платиноидов в сульфидных минералах Норильска (рис. 13).

Ранее [Ковалев и др., 2014а, б] нами было установлено, что основным сульфидным минералом пикритовых комплексов является кобальтсодержащий пентландит, т.е. сульфид, богатый железом — $(Fe, Ni)_9S_8$. Известно, что родий проявляет тенденцию к замещениям по схемам: $Rh^{3+} \rightarrow Fe^{3+}$; $Rh^{3+} \rightarrow Fe^{2+}$, $Co^{2+} - \bar{e}$, т.е. он способен замещать двух- и трехвалентное железо и кобальт в структуре пентландита (в нашем случае).

Как видно из приведенных на рис. 13 диаграмм, тренд содержаний богатых железом сульфидов практически полностью идентичен нормализованным трендам содержаний благородных металлов в разновозрастных пикритовых и пикродолеритовых комплексах западного склона Южного Урала, включая Шатакский и Кусинско-Копанский комплексы, и прилегающей части Восточно-Европейской платформы (см. рис. 11).

Таким образом, можно с большой долей уверенности утверждать, что специфика благороднометаллической геохимической специализации («родиевая аномалия») магматических пород западного склона Южного Урала и прилегающей части ВЕП обусловлена содержанием благородных металлов в сульфидных минералах и имеет «первичную» природу. Вариации содержаний Pt, Pd, и Au, характерные для различных разновидностей пород Шатакского, Кусинско-Копанского комплексов и разновременных базитовых тел, распространённых в пределах региона, вероятнее всего, являются результатом перераспределения этих элементов при становлении магматических тел и/или их преобразовании вторичными процессами.

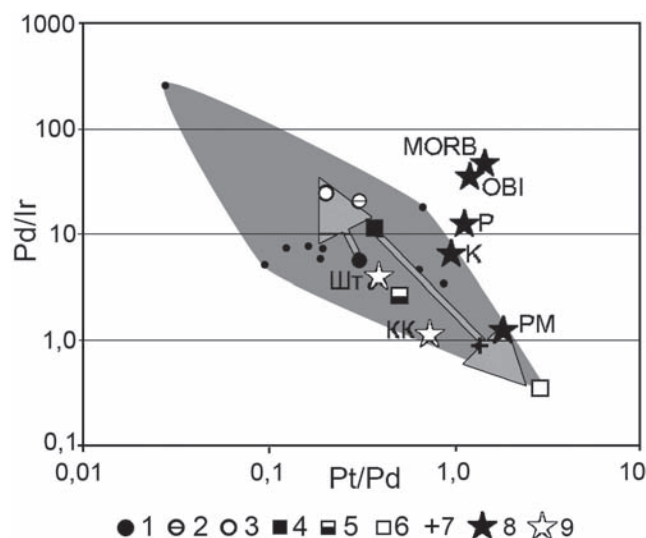


Рис. 12. Диаграмма Pd/Ir — Pt/Pd для средних составов магматических пород Шатакского и Кусинско-Копанского комплексов и эталонных составов магматических пород

Условные обозначения: 1–3 — Шатакский комплекс (1 — пикриты, 2 — базальты, 3 — риолиты); 4–6 — Кусинско-Копанский комплекс (4 — оливиновые пироксениты, 5 — габброиды и анортозиты, 6 — граниты Рябиновского массива); 7 — граниты Ахуновского массива; 8 — эталонные составы магматических пород; 9 — средние составы южноуральских пород (Шт — Шатакский комплекс, КК — Кусинско-Копанский комплекс). PM — примитивная мантия, К — коматииты, P — пикриты, OBI — базальты океанических островов, MORB — базальты срединно-океанических хребтов. Залитое поле соответствует изученным породам западного склона Южного Урала и прилегающей части Восточно-Европейской платформы. Эталонные составы магматических пород по [Barnes, Lightfoot, 2005].

Выводы

Подводя итог приведенным выше материалам, следует констатировать, что петрогеохимические особенности рифейских магматических пород свидетельствуют о неоднократно проявленных процессах активизации территории западного склона Южного Урала и прилегающей части ВЕП, обуслов-

ленных различными причинами. Вариации содержания благородных металлов (ЭПГ+Au) в разновозрастных комплексах, распространенных в пределах региона, являются результатом перераспределения этих элементов при формировании магматических тел как в процессе плавления мантийного субстрата, так и при эволюции расплава в промежуточных

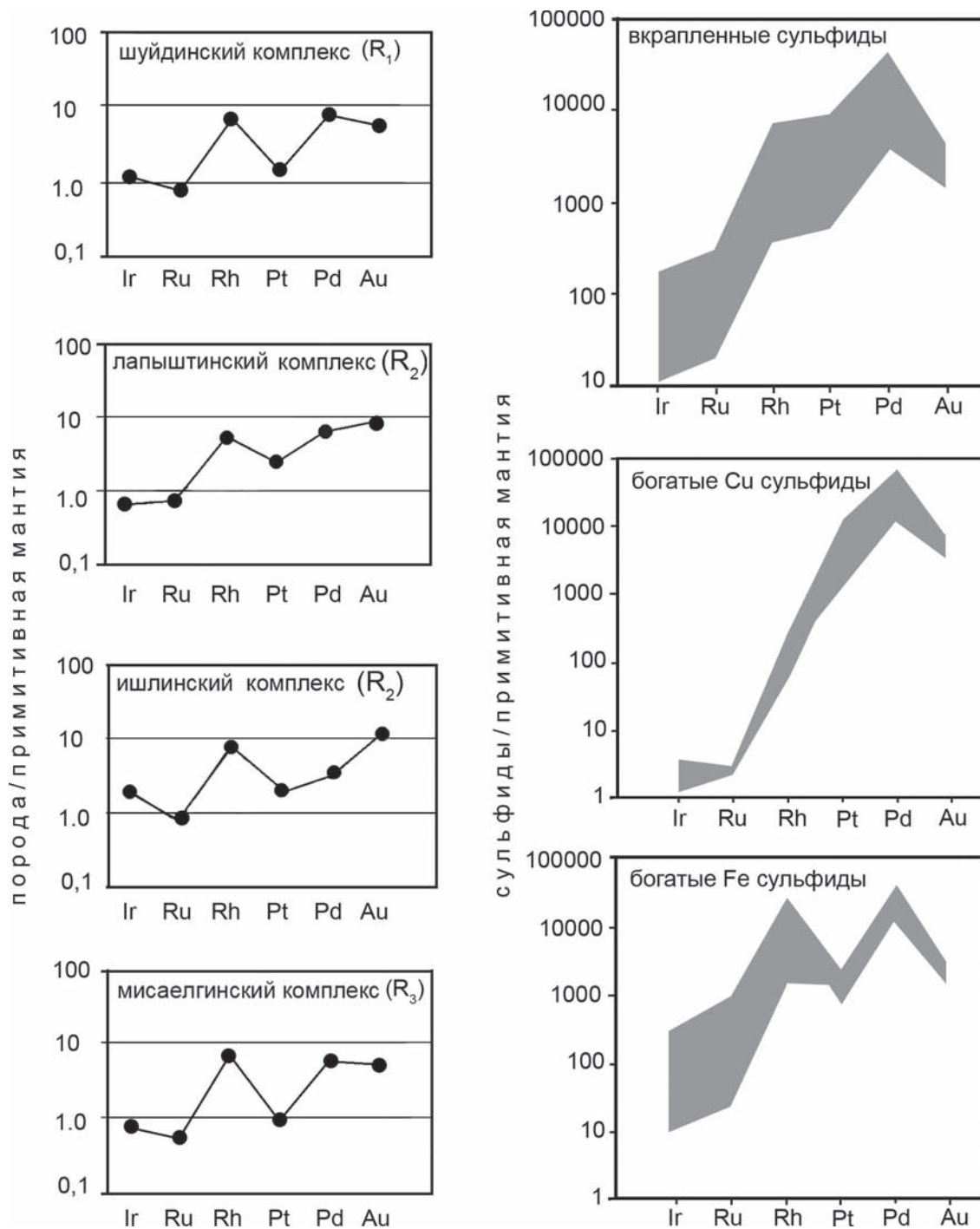


Рис. 13. Средние нормализованные содержания благородных металлов в разновозрастных пикритовых комплексах западного склона Южного Урала и содержания благородных металлов в сульфидных минералах Норильска по [Barnes, Maier, 1999]

очагах, а также при их преобразовании вторичными процессами.

В целом временная эволюция магматизма в пределах региона характеризуется направленным изменением петрогеохимических характеристик пород от раннего рифея к венду, что может служить косвенным признаком наращивания континентальной коры либо указывать на неоднородности в составе мантийного субстрата в позднедокембрийское время в пределах региона.

Литература:

- Алексеев А.А.** Разновозрастные пикритовые комплексы западного склона Южного Урала (Башкирский мегантиклинорий) // Докл. АН СССР. – 1979. – Т. 248, № 4. – С. 935–940.
- Алексеев А.А.** Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. – М.: Наука, 1984. – 136 с.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В.** Калиевые оливиновые базальты Алатауского антиклинория // Ежегодник–1995 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа, 1996. – С. 159–162.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В.** Рифейская диабаз-пикритовая формация расслоенных интрузий Южного Предуралья // Докл. РАН. – 1999. – Т. 369, № 5. – С. 647–649.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г.** Расслоенные интрузии западного склона Урала. – Уфа: Гилем, 2000. – 188 с.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г.** Дифференцированные интрузии западного склона Урала. – Уфа: Гилем, 2003. – 171 с.
- Ковалев С.Г.** Дифференцированные диабаз-пикритовые комплексы западного склона Южного Урала. – Уфа: УНЦ РАН, 1996. – 99 с.
- Ковалев С.Г.** Динамика формирования среднерифейской рифтогенной структуры (западный склон Ю. Урала) // Докл. РАН. – 2004. – Т. 396, № 2. – С. 219–222.
- Ковалев С.Г.** Новые данные по геохимии диабаз-пикритового магматизма западного склона Южного Урала и условия его формирования // Литосфера. – 2011. – № 2. – С. 68–83.
- Ковалев С.Г.** Позднедокембрийский рифтогенез в истории развития западного склона Южного Урала // Геотектоника. – 2008. – № 2. – С. 68–79.
- Ковалев С.Г., Пучков В.Н., Ковалев С.С.** Первые находки зигенита (CoNi_2S_4) в пикритовых и пикродолеритовых комплексах Южного Урала // Докл. РАН. – 2014а. – Т. 457, № 3. – С. 308–314.
- Ковалев С.Г., Ковалев С.С., Пиндюрина Е.О., Котляров В.А.** Сульфидная минерализация пикритовых и пикродолеритовых комплексов Южного Урала // Записки РМО. – 2014б. – № 5. – С. 74–84.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В.** Новый тип оруденения в докембрийских конгломератах западного склона Южного Урала // Докл. РАН. – 2004. – Т. 395, № 4. – С. 503–506.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В.** Новые данные по геологии Шатакского комплекса (западный склон Южного Урала) // Литология и полезные ископаемые. – 2008. – № 3. – С. 280–289.
- Ковалев С.Г., Высоцкий И.В., Пучков В.Н., Маслов А.В., Гареев Э.З.** Геохимическая специализация структурно-вещественных комплексов Башкирского мегантиклинория. – Уфа: ДизайнПресс, 2013а. – 268 с.
- Ковалев С.Г., Мичурин С.В., Высоцкий И.В., Ковалев С.С.** Геология, минералогия и металлогеническая специализация углеродсодержащих толщ Улуелгинско-Кудашмановской зоны (западный склон Южного Урала) // Литосфера. – 2013б. – № 3. – С. 67–88.
- Ковалев С.Г., Салихов Д.Н.** Новые данные по геохимии щелочных пород Алатауского антиклинория // Геология, полезные ископаемые и проблемы экологии Башкортостана: Мат-лы V Респуб. геол. конф. – Уфа, 2003. – Т. 1. – С. 42–45.
- Козлов В.И., Сергеева Н.Д.** Строение стратонфов рифея Волго-Уральской области // Геологический сборник № 7 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизанПолиграфСервис, 2008. – С. 179–192.
- Краснобаев А.А., Козлов В.И., Пучков В.Н., Нехорошева А.Г., Лепехина Е.Н.** Машакский вулканизм: ситуация 2008 // Структурно-вещественные комплексы и проблемы геодинамики докембрия фанерозойских орогенов: Мат-лы Междунар. конф. (III Чтения памяти С.Н. Иванова). – Екатеринбург, 2008. – С. 61–63.
- Краснобаев А.А., Пучков В.Н., Козлов В.И., Сергеева Н.Д., Бушарина С.В., Лепехина Е.Н.** Цирконология навышских вулканитов айской свиты и проблема возраста нижней границы рифея на Южном Урале // Докл. РАН. – 2013. – Т. 448, № 4. – С. 437–442.
- Ланда Э.А., Марковский Б.А.** Особенности ультраосновного вулканизма в разных геодинамических обстановках // Вулканизм и геодинамика: Мат-лы IV Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2009. – Т. 1. – С. 79–81.
- Ленных В.И., Петров В.И.** Пикриты тараташского комплекса // Труды Ильмен. гос. Заповед. – 1978. – Вып. 17. – С. 45–52.
- Носова А.А.** Петрология позднедокембрийского и палеозойского внутриплитного базитового вулканизма Восточно-Европейской платформы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – М., 2007. – 58 с.
- Носова А.А., Сазонова Л.В., Каргин А.В., Ларионова Ю.О., Горожанин В.М., Ковалев С.Г.** Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: основные петрогенетические типы пород и их происхождение // Петрология. – 2012. – Т. 20, № 4. – С. 392–428.
- Олейникова Г.А., Панова Е.Г., Русанова Л.И., Шишлов В.А.** Нанотехнологический способ определения наличия и количественного содержания редких и рассеянных химических элементов в горных породах, рудах и продуктах их переработки (RU 2370764) // Бюл. «Роспатент»: Изобретения. Полезные модели. – 2010. – № 10. – С. 28–29.
- Пучков В.Н.** Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. – Уфа: Даурия, 2000. – 146 с.
- Пучков В.Н.** Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. – 280 с.

Пучков В.Н., Ковалев С.Г. Плюмовые события на Урале и их связь с субглобальными эпохами рифтогенеза // *Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы*. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. – С. 34–38.

Сазонова Л.В., Носова А.А., Ларионова Ю.О., Каргин А.В., Ковалев С.Г. Мезопротерозойские пикриты восточной окраины Восточно-Европейской платформы и Башкирского мегантиклинория: петрогенезис и особенности составов оливина и клинопироксена // *Литосфера*. – 2011. – № 3. – С. 64–83.

Салихов Д.Н., Ковалев С.Г. Беликова Г.И., Бердников П.Г. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (золото). Ч. 1. – Уфа: Экология, 2003. – 221 с.

Семихатов М.А. Хроностратиграфия и хронометрия: конкурирующие концепции общего расчленения докембрия // *Бюл. МОИП. Отд. геол.* – 2008. – Т. 83, Вып. 5. – С. 36–58.

Стратотип рифея. Стратиграфия. Геохронология / *Отв. ред. Б.М. Келлер, Н.М. Чумаков*. – М.: Наука, 1983. – 184 с.

Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Прибавкин С.В. Габбро-диабазовые дайки и силлы в ранне-среднерифейских породах Башкирского антиклинория // *Ежегодник–2003 / ИГГ УрО РАН*. – Екатеринбург, 2004. – С. 201–206.

Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Прибавкин В.Н. Рифтогенный магматизм и оруденение Южного Урала // *Геология рудных месторождений*. – 2005. – Т. 5, № 47. – С. 421–443.

Фролова Т.И., Бурикова И.А. Магматические формации современных геотектонических обстановок. – М.: Изд-во МГУ, 1997. – 320 с.

Холоднов В.В., Бочарникова Т.Д., Шагалов Е.С. Состав, возраст и генезис магнетит-ильменитовых руд среднерифейского стратифицированного Медведевского массива (Кусинско-Копанский комплекс Южного Урала) // *Литосфера*. – 2012. – № 5. – С. 145–165.

Barberi F., Ferrara G., Santacroce R. A transitional basalt-pantellerite sequence of fractional crystallisation, the Boina centre (Afar rift, Ethiopia) // *J. Petrol.* – 1975. – No 1. – P. 65–78.

Barnes S.J., Lightfoot P.C. Formation of magmatic nickel-sulfide ore deposits and affecting their copper and platinum-group element contents // *Economic Geology*. – 2005. – 100th Anniversary Volume. – P. 179–213.

Barnes S.-J., Maier W.D. The fractionation of Ni, Cu and the noble metals in silicate and sulfide liquids // *C.E.G. Geological Association of Canada. Short Course*. – 1999. – V. 13. – P. 69–106.

McDonough W.F., Sun S.S. Composition of the Earth // *Chem. Geol.* – 1995. – V. 120. – P. 223–253.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for the mantle composition and processes // *Magmatism in the oceanic basins*. – London: Geol. Soc. Spec. Publ., 1989. – P. 313–345.

Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust; its composition and evolution. – Cambridge: Blackwell, 1985. – 312 p.

Сведения об авторах:

Ковалев Сергей Григорьевич. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: kovalev@ufaras.ru.

Высоцкий Сергей Игоревич. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: kovalev@ufaras.ru.

Ковалев Сергей Сергеевич. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: kovalev@ufaras.ru.

PETROGEOCHEMISTRY IGNEOUS COMPLEXES OF THE WESTERN SLOPE OF URAL AND EASTERN PART OF EAST EUROPEAN PLATFORM

S. G. Kovalev, S. I. Vysotsky, S. S. Kovalev

Kovalev Sergey Grigorievich. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS). Ufa. E-mail: kovalev@ufaras.ru.

Vysotsky Sergey Igorevich. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS). Ufa. E-mail: kovalev@ufaras.ru.

Kovalev Sergey Sergeevich. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS). Ufa. E-mail: kovalev@ufaras.ru.

Abstract. The paper presents materials on the geochemistry of magmatic rocks, developed on the western slope of the Southern Urals and East European Platform (EEP). The problems of the behavior of REE, ore-producing elements (Ti, V, Ni, Co, Cu, Cr) and PGE+Au in the process of formation of magmatic bodies are discussed. The conclusion is that petrogeochemical features of the Riphean igneous rocks indicate at repeatedly manifested activation processes on the western slope of the Southern Urals and the adjacent part of the EEP, due to various reasons. Variations in the concentrations of precious metals (PGM+Au) in complexes of different age, developed in the region, are the result of the redistribution of these elements during the formation of igneous bodies in the process of mantle melting and the evolution of the melt in the intermediate chambers, as well as their subsequent alteration by secondary processes.

Key words: Bashkirian meganticlinorium, geochemical specialization, rare earth elements, precious metals.

УДК 551.226, 552.311, 552.11

И. Р. Рахимов

СОСТАВ И СТРОЕНИЕ БАХТИГАРЕЕВСКОГО ЛАККОЛИТА ФАЙЗУЛЛИНСКОГО ГАББРОИДНОГО КОМПЛЕКСА, ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКАЯ ЗОНА, ЮЖНЫЙ УРАЛ

Аннотация. В статье приведено геолого-геохимическое описание лакколита близ д. Бахтигареево из системы файзуллинского габброноритового комплекса. Лакколит обладает постепенно выраженной петрографо-минералогической расслоенностью антидромного типа: в вертикальном разрезе «кровля – подошва» сменяют друг друга породы, начиная от оливиновых норит-габброноритов и заканчивая габбродиорит-диоритами. Это достаточно четко выражено и в зональности геохимического плана. Кратко приведены результаты изучения общей геохимии пород лакколита, характеризующие источник расплава, обедненный рядом высокозарядных элементов, в т.ч. тяжелыми редкоземельными элементами, и обогащенный коровыми элементами. Упрощенно рассмотрены вероятные модель формирования интрузии такого типа и источник расплава.

Ключевые слова: магматизм, габбронориты, расслоенность, зональность, геохимия, расплав.

Геологическое строение

Файзуллинский габброидный комплекс был выделен Д.Н. Салиховым и П.Ф. Сопко на территории Баймакского рудного района в 60-х годах прошлого века. К нему относится серия лакколитов и силлов в районе средней части р. Бол. Уртазымка. Одним из его наиболее представительных магматических тел является *Бахтигареевский лакколит*, расположенный к северо-востоку от д. Бахтигареево (рис. 1).

Он имеет близкую к изометричной в плане морфологию при размерах 3,5×4,2 км, максимальной мощности около 200 м и наличии крупных апофиз. Вмещающие породы лакколита — улутауская свита среднего девона с ее туфами (туфобрекчии, туфопесчаники андезитового состава). Углы падения на контактах с вмещающими породами варьируют в пределах 30–40°, южный склон чуть более пологий, чем северный. На старых тектонических схемах участка развития файзуллинских залежей в большом количестве отмечаются мелкие разломы [Куваевский и др., 1959ф; Шихмуратов и др., 1961ф], судя по характеру расположения интрузий и их морфологии — сингенетичные с последними.

Петрографическая зональность

Во внутреннем строении лакколита намечается антидромная градуальная расслоенность. Она выра-

жена в постепенном переходе снизу вверх от безоливиновых габбро — габбродиоритов к оливиновым габброноритам — норитам (рис. 2).

Породы нижней зоны. *Габбронорит-диориты, габбродиориты и диориты* — офитовые мелко-среднезернистые породы. Они очень сильно преобразованы постмагматическими процессами, более всего в разрезе массива. Преобладающим минералом является плагиоклаз (до 80%), далее среди первичных — пироксен ($\leq 5\%$) и рудный минерал (3–5%).

Плагиоклаз (андезин) сильно пелитизирован и сосюритизирован (хлорит, эпидот и др.) вплоть до полных псевдоморфоз. Кристаллы — удлиненно-призматические и таблитчатые, субидiomорфные и идиоморфные, размер 0,2–4 мм при среднем 0,5–1 мм.

Пироксен реликтовый, замещенный до нацело хлоритом, кварцем, эпидотом. Размер мелкий — < 1 мм. Встречаются и ромбический, и моноклинный пироксен, но с явным преобладанием второго, который в породе более свеж.

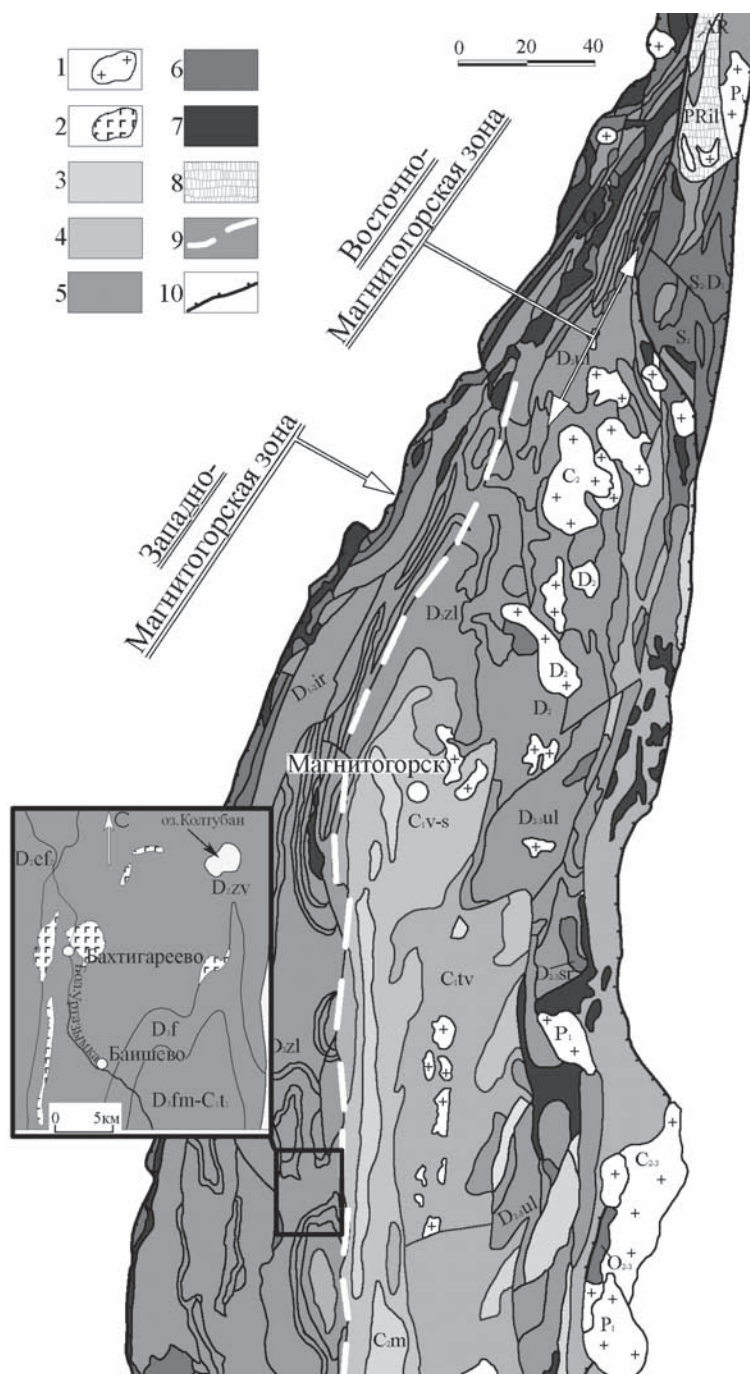
Рудный минерал (ильменит) сплошь лейкоксенизирован.

Характерный аксессуар — апатит, образующий мелкие шестикки.

Из минералов метаморфического происхождения наиболее распространены хлорит и кварц (совместно до 20%). Хлорит развит по всем первичным минералам, особенно по пироксену в виде мелких ксеноморфных агрегатов. Цвет — грязно-зеленый — желто-зеленый. Кварц ассоциирует с хлоритом, образует микроскопические и мелкие кри-

Рис. 1. Геологическая карта северной и центральной частей Магнитогорской мегазоны, по [Рахимов, Салихов, 2014; Рахимов, 2014]

Условные обозначения: 1 — палеозойские интрузии гранитоидного состава, 2 — карбонатно-терригенные комплексы среднего карбона, 3 — вулканогенно-осадочные комплексы раннего карбона, 4 — островодужные вулканогенно-осадочные комплексы девона, 5 — раннепалеозойские комплексы, 6 — гипербазиты, 7 — докембрийские комплексы, 8 — условная граница между Западно-Магнитогорской и Восточно-Магнитогорской зонами, 9 — надвиги, 10 — надвиги.



таллы (до 0,8 мм) неправильных очертаний. Эпидот представлен мелкими чешуйками, листочками, неправильными зернышками.

Породы средней зоны. *Габбронориты* — безоливиновые и оливинсодержащие, офитовые мелко- и среднезернистые. Минеральный состав: плагиоклаз (50–65%), пироксен (5–15%), оливин (0–5%), группа метаморфических минералов (до 30%).

Плагиоклаз (андезин — андезин-лабрадор) образует лейсты со средним размером 1,5–2 мм. Минерал подвержен интенсивной пелитизации, сосюритизации, по краям альбитизирован.

Клинопироксен преобладает над ортопироксеном, но в направлении вверх по разрезу это соотношение постепенно меняется на обратное. Моноклинный пироксен подвержен частичной хлоритизации, эпидотизации. Характерны сростки-скопления по 5–10 мелких (0,2–0,5 мм) кристаллов. Ромбический пироксен обычно сильно изменен с замещением хлоритом, эпидотом, кварцем. Его кристаллы чуть крупнее, чем у клинопироксена (до 1 мм).

Метаморфические минералы — ксеноморфные образования хлорита, эпидота, кварца и др. Эпидот здесь весьма распространен, образуя также правильные кристаллические формы — призмы. Также с ними в ассоциации состоит сфен-лейкоксен, образовавшийся по первичным рудным минералам.

Породы верхней зоны. *Оливиновые габбронориты* и *нориты* — среднезернистые с габбро-офитовой и габбровой микроструктурой. Ведущим минералом в породах становится оливин (до 35%), далее — плагиоклаз (20–30%), ромбический пироксен ($\leq 10\%$), моноклинный пироксен ($\leq 5\%$),

рудный минерал (5%), метаморфические минералы (до 15%).

Оливин образует призматические и удлиненно-призматические кристаллы размером 1–4 мм. Серпентинизирован по трещинам и хлоритизирован по краям зерен. Содержит включения шпинелидов и магнетита. Обладает бледной желтоватой окраской. Угол угасания $< 10^\circ$, $2V = -50^\circ \div -55^\circ$, что характерно для фаялита.

Ромбический пироксен представлен ксеноморфными и субидiomорфными короткими призм-

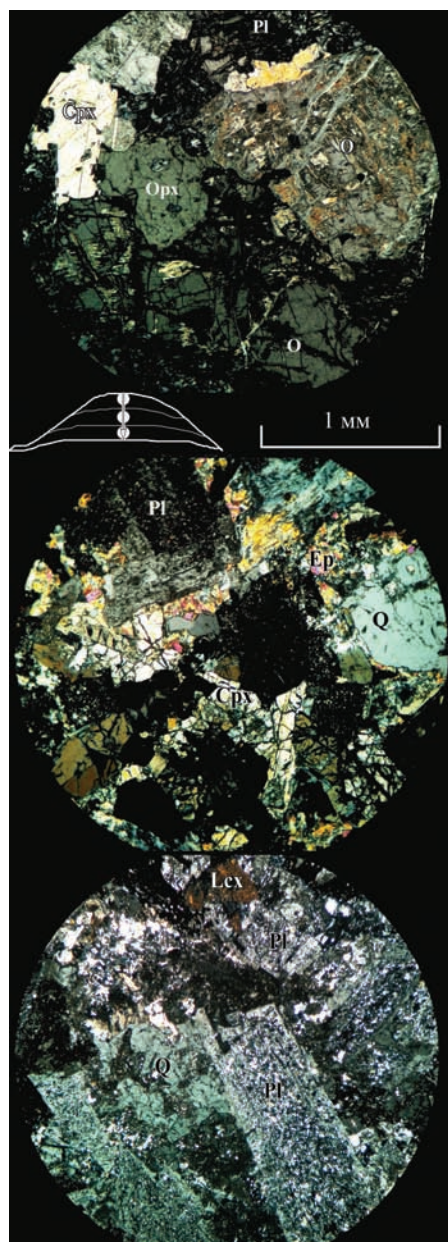


Рис. 2. Характерные породы Бахтигареевского лакколита из разных зон по разрезу

Обозначения минералов: О — оливин, Орх — ортопироксен, Срх — клинопироксен, Pl — плагиоклаз, Q — кварц, Ep — эпидот, Lcx — лейкоксен.

2 мм), пелит-соссюритизированными внутри и альбитизированными по кайме.

Рудные минералы — первичный частично лейкоксенизированный ильменит и вторичный магнетит, развитый за счет гидратации оливина.

Среди постмагматических минералов весьма распространен опал в виде округлых миндалин. Обычны хлорит, кварц. В серпентинизированных кристаллах оливина сформированы мельчайшие кристаллы альбита с апатитом.

Геохимическая зональность

Концентрации одних и тех же химических компонентов значительно меняются в зависимости от степени их совместимости с теми или иными минеральными фазами. Это явление нашло отражение и в строении Бахтигареевского лакколита, где содержания химических элементов состоят в линейной зависимости от направления разреза массива. Так, подошвенная часть лакколита более обогащена кремнекислотой и обеднена магнием по сравнению с вершинной (рис. 3а).

В целом породы изученного интрузивного тела характеризуются низкой титанистостью (TiO_2 0,7–1 мас. %), низкой известковистостью (CaO 6–7,6 мас. %), высокой железистостью (ΣFeO 9,5–18,1 мас. %) и нормальной щелочностью калий-натриевого ряда. При этом количество оксида калия довольно высокое (~1 мас. %) по сравнению с океаническими и субокеаническими базальтами, что показывает существенную роль коровой контаминации расплава. С возрастанием количества оксида магния намечается незначительный рост количества оксида титана (рис. 3б), основными коллекторами которого в изучаемых породах являются рудные минералы. Прямая и четкая зависимость характерна для железа и магния (рис. 3в), что связано с фракционированием железистого оливина. Обратная связь между MgO и CaO (рис. 3г) объясняется фракционированием полевошпатовой части расплава, возрастающей с уменьшением оливиновой фазы.

Подошвенные породы — габбронорит-диориты и габбродиориты — наиболее высокоглиноземистые (Al_2O_3 ~18 мас. %) и высокофосфористые (P_2O_5 0,2–0,3 мас. %) в разрезе массива. В них повышено количество петрогенных щелочей с предсубщелоч-

мами. Как и оливин, содержит мельчайшие включения магнетита и шпинелида, а также пироксеновые хадакристаллы. Характерен слабый плеохроизм: голубовато-серый — зеленовато-серый — желтовато-серый. $2V = -60^\circ$ и -75° .

Моноклинный пироксен распространен гораздо меньше, образует мелкие (от 0,2 мм), реже средние (1,1 мм) ксеноморфные зерна, иногда гипидиоморфные. Среди мафических минералов наиболее свежий. Во включениях отмечаются мелкие идиоморфные кристаллы ортопироксена. Часто кристаллы sdвойникованы. Угол угасания 45° , $2V = +45^\circ \div +50^\circ$.

Плагиоклаз (андезин-лабрадор) по-прежнему сильно изменен. Он представлен лейстами (0,1–

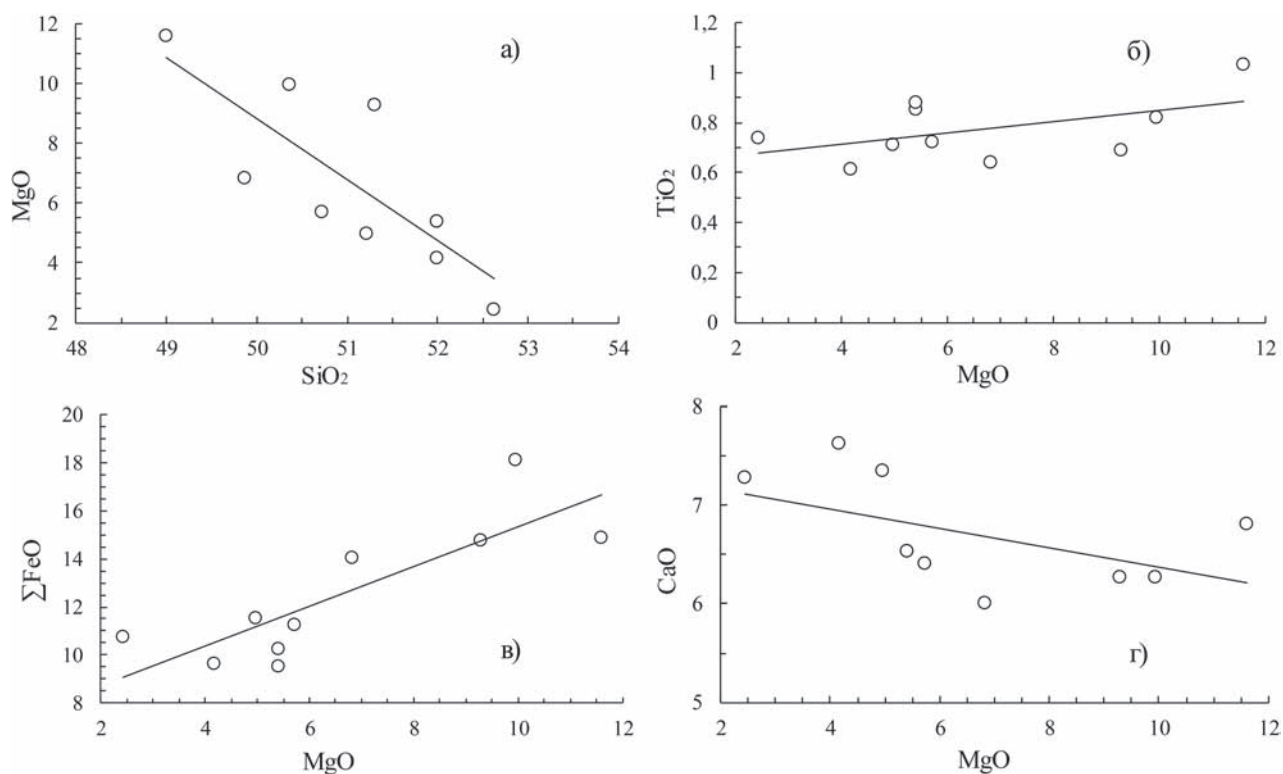


Рис. 3. Бинарные диаграммы на основе породообразующих оксидов: а) SiO_2 – MgO , б) MgO – TiO_2 , в) MgO – ΣFeO , г) MgO – CaO .

ными содержаниями (4,1–4,3 мас. %). Магнезиальность пород ($100 \cdot \text{MgO}/(\text{MgO} + \Sigma\text{FeO})$) $\text{Mg}\# = 25$ весьма низкая при высоком коэффициенте железистости $f(100(\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2 + \text{MgO}))$ до 95. Отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,5$.

По соотношениям примесных элементов породы нижней части наиболее обогащены высокозарядными (ВЗЭ) и крупноионными литофильными элементами — кроме Cs. Сидерофильными элементами и Sr они обеднены. Это достаточно ясно отражается на спектрах распределения редких элементов (рис. 4).

Породы средней зоны — габбронориты — характеризуются промежуточными количествами петрохимических элементов, в них ниже количества оксидов алюминия и фосфора, но выше — железа, магния, марганца в сравнении с предыдущей зоной пород. Модуль магнезиальности чуть выше — $\text{Mg}\# = 30$, $f = 91$, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,83$.

Концентрации микроэлементов в этих породах находятся на промежуточных уровнях в сравнении с габброидами донной и вершинной частей лакколита. Они чуть более обогащены тяжелыми редкоземельными элементами относительно других зон пород.

Купольные породы лакколита — оливиновые габбронориты и нориты — наиболее магнеиые,

марганцовистые и титанистые, высокожелезистые, низкоглиноземистые, низкоизвестковистые и низкощелочные. Магнезиальный индекс низкий ($\text{Mg}\# = 35$ – 39) за счет ультражелезистости: $f = 75$ – 87 . Отношение $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,94$ характеризует положение, близкое к базитам калиевого щелочного ряда. Индекс глиноземистости $al'(Al_2O_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})) = 1,08$ свойственен перглиноземистым породам. Фосфористость оливиновых габброноритов ниже, чем остальных пород интрузии (0,13–0,14 мас. %).

Характеризуя общие свойства по данным концентраций индикаторных микроэлементов важно отметить несколько основных черт:

- породы обеднены глубинными мантийными элементами (Ni, Cr, Co);
- количества ВЗЭ (ключевое — Nb, Ta, Y, Zr) очень низкие;
- резкое преобладание легких РЗЭ над тяжелыми ($\text{La}_N/\text{Lu}_N = 6$ – 9);
- породы обогащены коровыми радиоактивными элементами (Th, U);
- на спайдер-диаграмме выражен положительный пик Pb и отрицательный пик Sr.

Судя по картине распределения микроэлементов — контуры спектров на мультиэлементных диаграммах (см. рис. 4) повторяют друг друга —

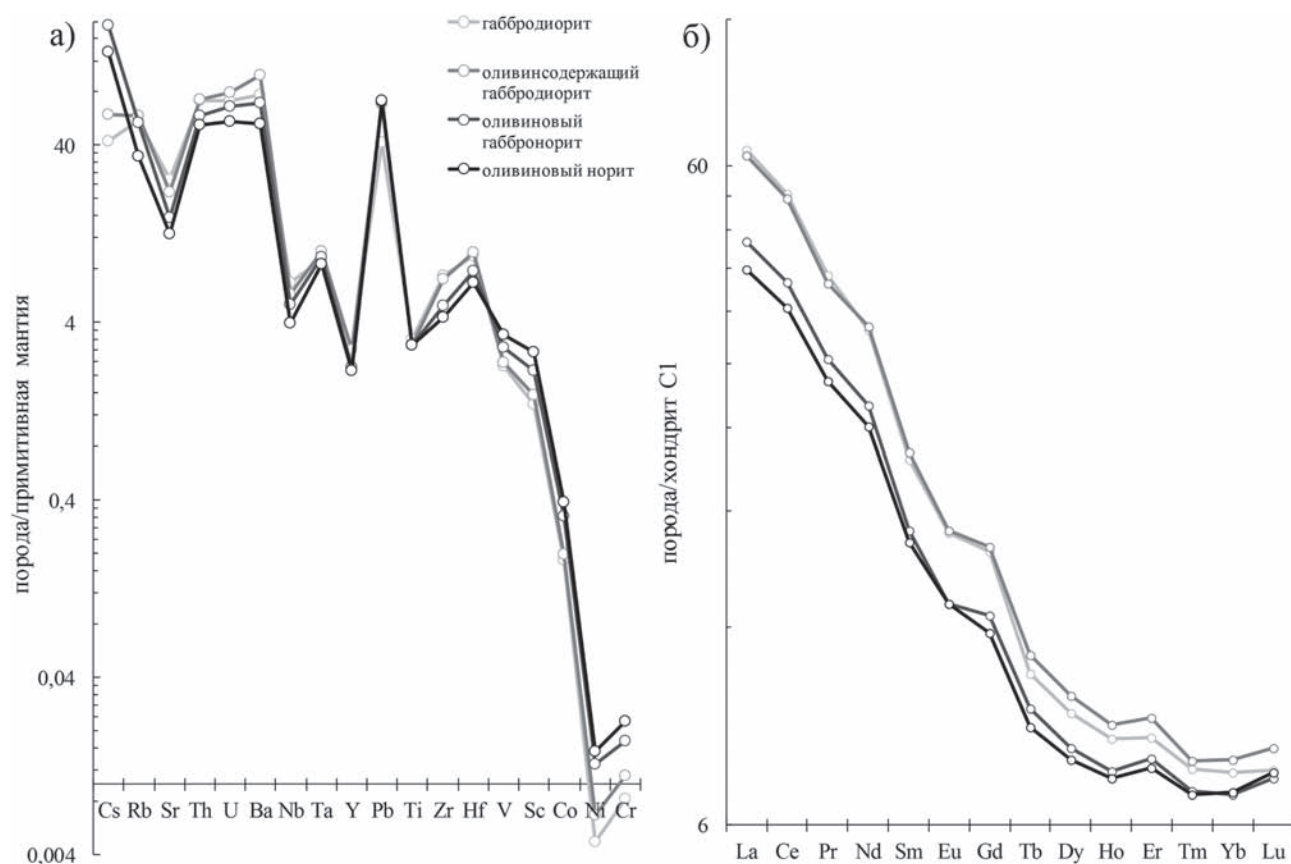


Рис. 4. Мультиэлементные диаграммы нормированного распределения микроэлементов в породах разных зон разреза лакколита: а) смешанно-элементная, б) редкоземельно-элементная.

степень фракционирования микроэлементов в магматической камере была слабой. Поведение таких элементов, как Nb, Ta, Ti, Zr и др. напрямую зависит от гидроксилсодержащих минералов (роговой обманки, слюд), которые первично в породах Бахтигареевского лакколита отсутствуют. Таким образом, можно судить о том, что роль флюидов при кристаллизации расплава была минимальной. Из водосодержащих минералов присутствуют вторичные хлорит, эпидот и апатит, для которого нередко бывают характерны примеси тория. Возвращаясь к теме коровой контаминации пород (K-, Cs-, Th-, U-обогащение), можно отметить, что на диаграмме Пирса [Pearce, 2008] точки составов пород фэйзуллинского комплекса компактно располагаются вблизи зоны глубокой коровой переработки мантийного вещества [Салихов, Рахимов, 2014ф]. K/Rb-отношения относительно стабильны (410–460 в различных пробах) — на уровне океанических и субокеанических базальтов. Насыщенность габброидов торием и ураном, возможно, связана с метасоматическими процессами, с которыми также могут быть связаны аномалии Sr и Pb. Стронций интенсивно выносится при изменении плагиокла-

зов, с которыми он сильно совместим. Обогащение пород легкоплавким свинцом объяснимо его метасоматическим привнесом из пород палеозойского структурного этажа, среди которых широко развиты колчеданоносные островодужные формации.

Низкотитанистые с повышенным калием магмы, несколько обогащенные легкими РЗЭ, могут быть свойственны таковым из зоны плавления нижней части островодужной коры (пироксенитовой), подвергающейся на поздней стадии эволюции зоны субдукции процессам дегидратации и деляминации [Плечов, 2008]. При этом плавление может происходить уже в условиях закрытия зоны субдукции.

Дефицит в породах тяжелых РЗЭ, Y и глубоко-мантийных Cr, Ni, Co характеризует, в свою очередь, магматический асплав, возникший при частичном плавлении источника, богатого гранат-форстеритовым компонентом. Такие магмы формируются на больших глубинах (до уровня гранат-перидотитовой мантии) с высоким давлением. Таким образом, расплав, отвечающий за генезис Бахтигареевского лакколита, вероятно, имел сложное смешанное происхождение с участием мантии и рециклированного компонента. По факту об этом можно будет

судить только при получении микрозондовых анализов и изотопно-геохимических данных (радио-генных изотопов Sr, Nd, Pb).

Механизм формирования

Антидромный характер расслоенности лакколита, при котором в верхней зоне развиты высокооливиновые породы, а в нижней — безоливиновые, свидетельствует о начале кристаллизации расплава именно в вершинной ядровой части интрузии. То есть сначала произошло условно линейное и вертикальное внедрение магмы, скорее всего по зоне пересечения разломов, а затем она стала проникать в окружающие первоначальный шток межслоевые пространства вмещающих пород. Причины возникновения межслоевого расщепления осадочного комплекса с внедрением расплава видятся в тектонических условиях, т.е. в совмещении процессов сдвиговых пластичных и разрывных нарушений.

Полимнеральность пород характеризует сложную многокомпонентную систему с нормативным андезибазальтовым составом — гиперстен-плаггиоклаз-диопсид-кварц-магнетит (расчет по геохимическому процессору PetroExplorer 2.4). Наиболее ранним из расплава начал кристаллизоваться железистый оливин, после которого, при достижении линии котектики, стал выделяться плаггиоклаз. Далее, при достижении точки перитектики, из ос-

таточного расплава мафитов начинают кристаллизоваться ромбический пироксен — моноклинный пироксен. Появление перитектической кристаллизации можно связать с началом активной стадии радиальной экспансии расплава во вмещающие толщи, его ассимиляцией и пр. При этом выделение плаггиоклазовой твердой фазы увеличивается. Конечные члены кристаллизующейся системы уже в значительной степени представлены лишь плаггиоклазом-андезином. Гидратация оливина и выделение магнетита происходили уже в поздне- или постмагматическую фазу. Тогда же происходил и зеленокаменный метаморфизм.

Литература:

Плечов П.Ю. Множественность источников островных магм и динамика их взаимодействия: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. — М., 2008. — 43 с.

Рахимов И.Р. Геолого-геохимическое положение Файзуллинского комплекса в магматической истории Магнитогорской мегазоны // Геология. Известия отд. наук о Земле и природных ресурсов АН РБ. № 20. — Уфа: Гилем, 2014. — С. 78–81.

Рахимов И.Р., Салихов Д.Н. Коллизионный магматизм Западно-Магнитогорской зоны Южного Урала // Вестник АН РБ. — Уфа, 2014. — Т. 19, № 1. — С. 12–20.

Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. — 2008, — V. 100. — P. 14–48.

Сведения об авторе:

Рахимов Ильдар Рашитович. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН). г. Уфа. E-mail: rigel92@mail.ru.

THE COMPOSITION AND STRUCTURE OF BAKHTIGAREEVO LACCOLITH OF THE FAYZULLINO GABBROID COMPLEX, WEST MAGNITOGORSK ZONE, SOUTHERN URALS

I. R. Rakhimov

Rakhimov Il'dar Rashitovich. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS). Ufa, Russia. E-mail: rigel92@mail.ru.

Annotation: A geological and geochemical description of laccolith near Bakhtigareevo village belonging to the Fayzullinsky gabbro-norite complex was presented. The intrusive is antidromic layered. It is expressed in gradually top-bottom changing layers from the olivine norite-gabbro-norite to gabbrodiorite-diorite. This phenomenon correlates with geochemical vertical zonality. In brief, as it was shown by the general geochemical study, the source of melt was depleted of some high field strength elements including heavy rare earth elements and enriched by crust elements. A simplified model of Bakhtigareevo laccolith formation and its probable melting source is discussed.

Key words: magmatism, gabbro-norites, layered, zonality, geochemical, melting source.

УДК 553.2 550.4

С. В. Мичурин, А. А. Шарипова

Изотопно-геохимические особенности рудопроявления золота Богряшка (Южный Урал)

Аннотация. Обобщены данные по изотопному составу серы, углерода и кислорода, содержанию золота и серебра, редких и редкоземельных элементов в пиритах, вмещающих карбонатных породах, а также габбро-диабаз. Установлено, что формирование сульфидной минерализации на рудопроявлении происходило в несколько стадий с участием серы из разных источников, один из которых имел «мантийную» природу, а другие — коровую.

Ключевые слова: Башкирский мегантиклинорий, золото, метасоматит, пирит, изотопный состав серы, термо-ЭДС.

Введение

При выяснении природы рудообразующих флюидов важным является изучение изотопных и геохимических особенностей рудной минерализации. Понимание рудообразующих процессов представляет не только академический интерес, но и прямо связано с выбором стратегии поисково-разведочных работ.

В задачи настоящего исследования входило проведение изотопно-геохимического изучения рудной минерализации, вмещающих метасоматитов и магматических пород на рудопроявлении Богряшка, залегающем в породах нижнего рифея. Вопросы генезиса и времени образования рудопроявлений золота в рифейских отложениях Башкирского мегантиклинория (БМА) в настоящее время дискуссионны. Ряд исследователей предполагает экстракцию золота в процессе катагенеза — метагенеза вмещающих осадочных пород и последующего формирования рудопроявлений в результате дислокационного приразломного метаморфизма в связи с рифейско-вендской тектоно-магматической активизацией [Бердников, 1987; Рыкус, Сначев, 1999; Кобзарева, 2007]. Некоторые исследователи полагают при этом, что в условиях тектоно-магматической активизации золото было заимствовано не только из осадочных образований и магматических пород дайковых комплексов, но и частично имело мантийное происхождение [Бердников, 1987]. Другие исследователи считают, что формирование рудопроявлений обусловлено привнесом Au «металлоносными флю-

идами» мантийного генезиса. На это указывают особенности геологического строения и наличие платиноидов в составе золота [Ковалев, 2010], а также изотопно-геохимические характеристики рудных минералов [Мичурин и др., 2009; Шарипова, Мичурин, 2012].

От других рудопроявлений золота, залегающих в рифейских отложениях БМА, рудопроявление Богряшка отличается большим многообразием сульфидных минералов [Нечаев, 1982] и тем, что только здесь совместно встречаются несколько совершенно разных по изотопно-геохимическим характеристикам генераций сульфидов [Маскова, Мичурин, 2010]. Кроме того, уникальность рудопроявления заключается в том, что вмещающие его карбонатные метасоматиты — магнезиты. По-видимому, это единственный пример на Урале, когда золотоносная минерализация встречается в магнезитах, которые сами могут представлять рудную залежь.

Часть полученных результатов была опубликована нами ранее [Шарипова, Мичурин, 2012], и эти данные в настоящей работе обобщаются. Кроме того, в статье обсуждаются полученные новые материалы по изотопному составу серы, углерода и кислорода, содержанию золота и серебра, редких и редкоземельных элементов (РЗЭ) в пиритах, вмещающих карбонатных породах, а также габбро-диабаз.

Геологическое положение

Рудопроявление Богряшка располагается в долине одноименной реки в 10 км севернее поселка В. Авзян, в южной части БМА (рис. 1). Оно пред-

Рис. 1. Схема расположения рудопроявлений золота Горно-приисковой зоны

Условные обозначения: 1 — рудопроявления золота; 2 — реки; 3 — населенный пункт.

ставляет собой зону метасоматически преобразованных доломитов миньякской подсвиты суранской свиты нижнего рифея с золотосодержащей рассеянной вкрапленной и гнездово-прожилковой сульфидной минерализацией. Рудопроявление относится к золото-сульфидному типу. Зона метасоматитов вскрыта скважинами в 1975–1982 гг. вблизи старого карьера по отработке золотоносной россыпи. Мощность зоны карбонатных метасоматитов, по данным бурения, составляет около 70 м, она прослежена до глубины 313,5 м и по простиранию на 400 м (рис. 2 и 3).

За время эксплуатации россыпи в 40-х гг. прошлого столетия было добыто около 100 кг золота. Мощность золотоносного пласта составляла 1,6 м при содержании золота 1,2 г/м³. Россыпное золото в настоящее время до конца не отработано; в 2007 г. проводился аукцион на право пользования участком между р. Богряшка и Большой Ключ с целью геологического изучения, разведки и добычи россыпного золота.

В структурном отношении рудопроявление располагается в ядре Большеавзянской антиклинали, осложненной многочисленными мелкими складками и разрывными нарушениями. Крылья осложняющих складок, как правило, имеют крутое падение под углом от 30 до 70°, оси ориентированы субмеридионально, амплитуда складок составляет от первых метров до нескольких десятков метров. Западное крыло Большеавзянской антиклинали срезано плоскостью Караташского надвига, а восточное осложнено Большеавзянским разломом. По долине р. Богряшка проходит разлом субширотного направления. Кроме меридиональных и субширотного разломов, здесь наблюдается серия оперяющих диагональных нарушений, которые создают мелкоблоковое строение участка. Золоторудная минерализация приурочена к зоне карбонатных метасоматитов, которая развита вдоль разрывного нарушения северо-западного простирания.

Штокообразные тела карбонатных метасоматитов встречаются на пересечении разрывных нарушений, при этом метасоматиты, представленные железистыми магнетитами, находятся в окружении доломитов [Нечаев, 1982]. По данным указанного автора, гидротермально-метасоматические изменения проявились в образовании вторичных кварцитов по карбонатным породам, кварца I генерации,



магнезиально-железистых карбонатов и кварца II генерации.

Магматические образования представлены серией даек роговообманковых диабазов, габбро-диабазов лапштинского комплекса (табл. 1), который относится к среднерифейским образованиям [Алексеев и др., 2003]. Дайки развиты вдоль диагональных разрывных нарушений северо-восточного направления. Простирание даек близко к простиранию вмещающих пород, по падению они, как правило, секут последние. Мощность даек достигает 5 м, падение их крутое восточное под углом 70–80°, редко 40°. Роговообманковые диабазы и габбро-диабазы интенсивно метаморфизованы и иногда нацело превращены в карбонат-серицит-хлоритовые породы. По проведенным прогнозно-поисковым работам известные в пределах площади рудопроявления немногочисленные дайки габбро-диабазов имеют дорудный возраст и связь оруденения с магматизмом не выявлена.

Золото в карбонатных метасоматитах распределено неравномерно. В сульфидных концентратах (преобладающий минерал — пирит), по материалам Абзелиловской ГПП, содержание золота достигает 150 и более г/т, при этом в породах оно составляет от 0,2 до 0,8 г/т и редко достигает 1,0 г/т (скв. №№ 35, 7610). По нашим данным (атомно-абсорбционный анализ), в карбонатных метасоматитах скв. № 35 содержание золота сильно варьирует — от <0,1 до 2,6 г/т (табл. 2).

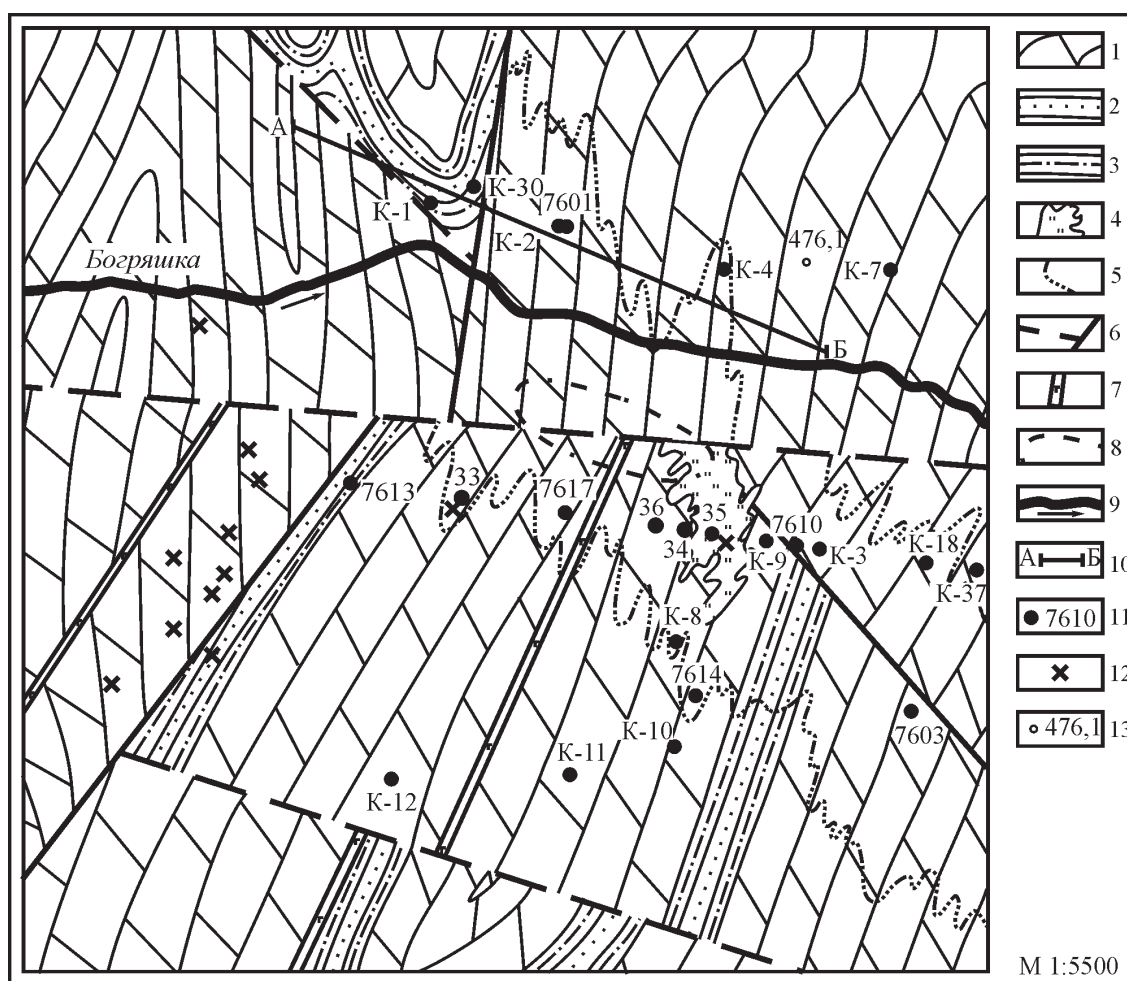


Рис. 2. Геологическая схема рудопоявления Богряшка (по материалам Абзелиловской ГПП) и положение точек отбора проб на геохимическое изучение

Условные обозначения: 1–3 — отложения миньякской подсвиты суранской свиты: 1 — доломиты, 2 — песчаники и алевропесчаники, 3 — углеродисто-глинистые сланцы; 4 — участок рудной залежи с максимальным содержанием Au; 5 — граница зоны метасоматитов; 6 — тектонические нарушения; 7 — дайки габбро-диабазов; 8 — карьер по отработке россыпного золота; 9 — река Богряшка; 10 — линия геологического разреза; 11 — скважины и их номера; 12 — точки отбора проб на изотопно-геохимическое изучение; 13 — топографические высоты.

Наиболее значительные содержания золота, по материалам Абзелиловской ГПП, установлены в керне скв. № 34 в интервале 25–30 м в карбонатных метасоматитах вблизи контакта с вмещающими доломитами. В полуметровом интервале максимальное содержание золота составило 3,4 г/т, серебра 30,5 г/т, меди 6,86%. Сульфидная минерализация здесь представлена гнездово-прожилковыми выделениями халькопирита, мельниковита и блеклых руд.

По наблюдениям В.П. Нечаева [1982], минералообразование на рудопоявлении происходило в следующей последовательности: 1) пирит-1 — арсенопирит; 2) пирротин; 3) пирит-2 — халькопирит — галенит — сфалерит — айкинит. Отложение пирита-1, арсенопирита и пирротина происходи-

ло вслед за выпадением кварца-1, в котором они выполняют трещины, и ранее карбоната, образующего прожилки в сульфидах. Отложение пирита-2 и сульфидов Cu, Pb и Zn, вероятно, стало возможным лишь после выделения основной массы железа в карбонатах и хлорите. По мнению указанного автора, это подтверждается концентрацией жил и гнезд данных минералов в зальбандах тел метасоматических карбонатов, в то время как пирит-1 и арсенопирит локализованы внутри последних.

Золото в установленной последовательности минералообразования отлагалось позже пирита-1 и арсенопирита и одновременно с халькопиритом, иногда образуя с ним сростки. Таким образом, по мнению В.П. Нечаева [1982], основная золотонос-

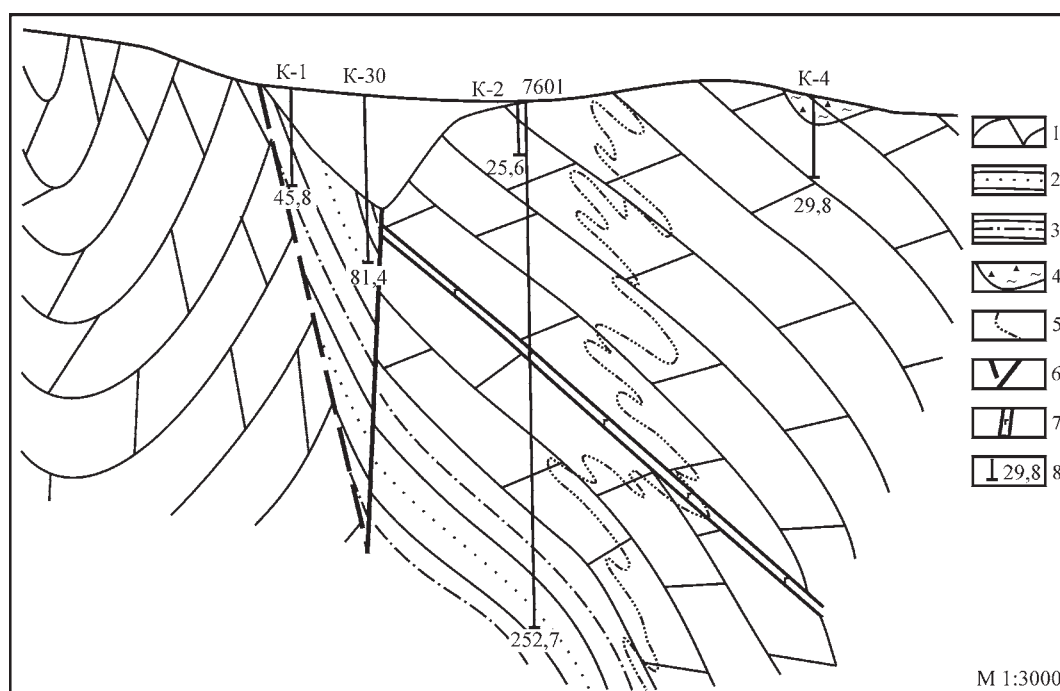


Рис. 3. Геологический разрез рудопроявления Богряшка

Условные обозначения: 1–3 — отложения миньякской подсвиты суранской свиты: 1 — доломиты, 2 — песчаники и алевропесчаники, 3 — углеродисто-глинистые сланцы; 4 — кора выветривания; 5 — граница зоны метасоматитов; 6 — тектонические нарушения; 7 — габбро-диабазы; 8 — скважины и глубина забоя.

ность, вероятнее всего, связана с заключительными стадиями гидротермальной деятельности. На поздней стадии рудного процесса отлагались халькопирит, блеклые руды, сфалерит, галенит, халькозин, мельниквит и маухерит, которые отмечаются

в виде мелких включений в пирите. Кроме того, на границе карбонатных метасоматитов и вмещающих доломитов халькопирит и блеклые руды образуют самостоятельные гнездово-прожилковые выделения, обогащенные золотом.

Химический состав и содержание РЗЭ в магматических породах рудопроявления Богряшка

Таблица 1

Оксид/элемент	A-12042	A-12354	A-14067	A-14069
SiO ₂	45,90	49,98	51,31	45,59
TiO ₂	2,09	2,29	1,98	1,82
Al ₂ O ₃	12,75	11,84	18,55	14,80
Fe ₂ O ₃	2,98	13,13	3,37	3,95
FeO	10,54	—	7,86	8,67
CaO	6,42	6,82	1,76	7,53
MgO	6,31	5,05	5,08	6,66
MnO	0,16	0,16	0,07	0,13
P ₂ O ₅	0,32	0,35	0,29	0,24
K ₂ O	0,38	1,23	2,79	1,77
Na ₂ O	2,43	—	2,88	2,47
ппп	9,07	6,22	4,01	6,06
∑ окислов	99,35	97,17	99,95	99,69
La	21,37	22,32	45,24	28,19

Оксид/элемент	A-12042	A-12354	A-14067	A-14069
Ce	48,89	50,90	93,39	60,88
Pr	6,26	6,56	10,76	7,56
Nd	25,74	26,96	39,30	29,19
Sm	5,49	5,69	7,07	5,75
Eu	1,80	1,77	2,20	1,93
Gd	5,72	5,85	7,52	6,03
Tb	0,69	0,66	0,83	0,70
Dy	3,82	3,45	4,65	3,73
Ho	0,73	0,61	0,89	0,70
Er	1,92	1,58	2,53	1,90
Tm	0,25	0,22	0,36	0,26
Yb	1,57	1,31	2,20	1,60
Lu	0,21	0,19	0,33	0,21
∑РЗЭ	124,46	128,05	217,27	148,63

Примечание. Химический состав обр. А-12354 определен рентгенофлуоресцентным методом. Содержание РЗЭ определены методом ICP-MS. Химический состав образцов А-12042, А-14067 и А-14069 приводится по материалам А.А. Алексева. Прочерк — элемент не определялся.

Таблица 2

Минеральный состав и содержание сульфидов, золота и серебра
в рудных карбонатных метасоматитах рудопроявления Богряшка

№ обр.	Глубина, м	Минеральный состав	Содержание сульфидов, мас. %	Au, г/т	Ag, г/т
Скважина № 35					
A-12341	68,0	Mg (74)	5	<0,1	<0,1
A-12342	47,0	Mg (60), D1 (23)	3	<0,1	<0,1
A-12344	74,0	Mg (66), D1 (16)	1	0,11	0,36
A-12345	84,5	Mg (53), D1 (31)	2	0,17	0,40
A-12346a	189,5	Mg (38)	39	2,6	1,57
A-12348	211,6–211,8	D1 (65)	–	0,48	1,40
A-12349	211	Mg (64), D1 (33)	0,5	0,16	<0,1
A-12350	193,5	Mg (75)	1	<0,1	0,27
A-12352	250,0	Mg (85)	0,3	<0,1	<0,1
Скважина № 33					
A-13478	88,5	D1 (90)	0,5	<0,1	0,13
A-13479	94,0	Mg (94)	0,5	<0,1	0,08

Примечание. Минеральный состав карбонатных метасоматитов приводится по данным термогравиметрического анализа. В скобках указано процентное содержание минерала: Mg — магнезит, D1 — доломит. Содержание сульфидов рассчитано по результатам определения $S_{\text{общ}}$ рентгенофлуоресцентным анализом. Прочерк — нет данных. Содержание золота и серебра приводится по данным атомно-абсорбционного анализа.

Методика исследований

Изотопно-геохимические исследования проведены по образцам, отобраным нами при полевых наблюдениях в пределах площади рудопроявления в 2010 г., а также из керна поисковых скважин №№ 33 и 35, которые были пробурены в 1975 г. (коллекция А.А. Алексеева). Схема отбора проб приведена на рис. 2. Исследования включали определение Au и Ag в метасоматитах атомно-абсорбционным анализом; определение химического состава пород рентгенофлуоресцентным и силикатным анализами; определение минерального состава метасоматитов термогравиметрическим и рентгеноструктурным анализами; определение изотопного состава серы сульфидов; изучение изотопного состава углерода и кислорода в доломитах вмещающих пород; анализ распределения элементов-примесей и РЗЭ в габбро-диабазе и пиритах методом ICP-MS; энергодисперсионный микроанализ состава сульфидов и изучение термоэлектрических особенностей пирита.

Атомно-абсорбционный анализ проведен на спектрофотометре Спектр-5 в ИГ УНЦ РАН (г. Уфа), аналитик Н.Г. Христофорова.

Рентгенофлуоресцентный анализ пород выполнен на спектрометре VRA-30 (фирма «Карл Цейсс», г. Йена, Германия) в ИГ УНЦ РАН (аналитики А.М. Мусина и Ф.Р. Валиева) с использованием рентгеновской трубки с Сг-анодом (30–40 кВ, 30 мА). Истертые пробы весом 5 г со связующим

(5 капель ПВС-8) прессовались при давлении 25–27 т на подложке из борной кислоты.

Силикатный анализ проведен в ИГ УНЦ РАН (аналитик С.А. Ягудина).

Термогравиметрический анализ проведен на дериватографе Q-1500 (МОМ, Венгрия) в ИГ УНЦ РАН (аналитик Т.И. Черникова). Нагрев осуществлялся в воздушной среде от 20 до 1000 °С со скоростью 10 °С в мин.

Рентгеноструктурный анализ порошковых проб выполнен на дифрактометре ДРОН-4-07 в $\text{CuK}\alpha$ -излучении (40 кВ; 30 мА) в ИПСМ РАН (г. Уфа), аналитик В.А. Попов. Размер щелей составлял 2–4–0,25 мм.

Определения изотопного состава серы сульфидов выполнены нами на масс-спектрометре MI-1201 в ИГ УНЦ РАН. Сульфиды (навеска ~5 мг) переводили в SO_2 в вакууме при 770 °С в присутствии CuO . Кроме того, в нескольких образцах пирита изотопный состав серы определен точно с шагом около 100–500 мкм на масс-спектрометре MAT253 (Thermo Fisher Scientific, Германия) с использованием фемтосекундного лазера Integra-C (Quantronix Lasers, США) в ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток) по методике, описанной в работе [Игнатъев, Веливецкая, 2013], руководитель аналитической группы Т.А. Веливецкая.

Измерения изотопного состава углерода и кислорода выполнены на масс-спектрометре DELTA V Advantage в Центре коллективного пользования «Геонаука» в ИГ Коми НЦ УрО РАН (г. Сыктывкар),

руководитель аналитической группы В.Л. Андреев.

Анализ концентраций редких и редкоземельных элементов выполнен методом ICP-MS в ИГГ УрО РАН (г. Екатеринбург), аналитик Д.В. Киселева, и в ИПТМ РАН (г. Черноголовка), руководитель аналитической группы В.К. Карандашев. Концентрации РЗЭ в образце нормировались на их содержание в хондрите С1. Для расчета европиевой и цериевой аномалий использованы формулы [Горячев и др., 2008]: $Eu/Eu^* = Eu_n / (Sm_n \times (Tb_n \times Eu_n)^{1/2})^{1/2}$ и $Ce/Ce^* = Ce_n / ((2La_n + Sm_n)/3)$.

Химический состав сульфидов определен энергодисперсионным микроанализом на анализирующей приставке LINK OXFORD с анализатором AN 10000 к сканирующему электронному микроскопу CamScan-4 во ВНИИХТ (г. Москва), аналитик Д.И. Кринов. Напряжение ускорения составляло от 10 до 25 кВ. Спектр измерялся от 0,4 до 20 КЭВ при дискретности спектра на 2048 каналов или 1024 канала.

Термоэлектродвижущая сила (термо-ЭДС) в пиритах измерена нами в ИГ УНЦ РАН двухзондовым методом при разности температур 100–110 °С между холодным и горячим зондами, изготовленными из меди. Измерения проводились в пирите, размер которого превышал 0,3 мм. В качестве измерительного прибора использовался микровольтнаноамперметр Ф-136.

Результаты исследований

Вмещающие породы. Микроскопическое изучение доломитов, развитых в пределах площади рудопроявления, показывает, что здесь преимущественно развиты тонко- и мелкозернистые доломиты (рис. 4). Зерна бесформенные, края неровные, волнистые или зазубренные, иногда со штриховкой на гранях. Размер зерен составляет от 0,05 до 0,5 мм. В породах встречается обломочный кварц (около 2–3%), погасание которого однородное. Размер зерен составляет 0,01–0,1 мм, края коррозионные. Отмечается хлорит (около 1%) сильно вытянутой «игольчатой» формы, развитый по прожилкам между зернами доломита, а также в виде чешуек в матрице породы. Рудные минералы представлены редким, рассеянным в породе пиритом.

Породы плотные, поры мелкие и редкие, полигональные с неровными угловатыми краями, образованные, возможно, на месте выщелоченных минералов.

По химическому составу вмещающие доломиты рудопроявления (табл. 3, обр. м662–м675, А-13478) отличаются от обычных доломитов миньякской подсвиты суранской свиты (табл. 3, обр. D1_{сур1}) более

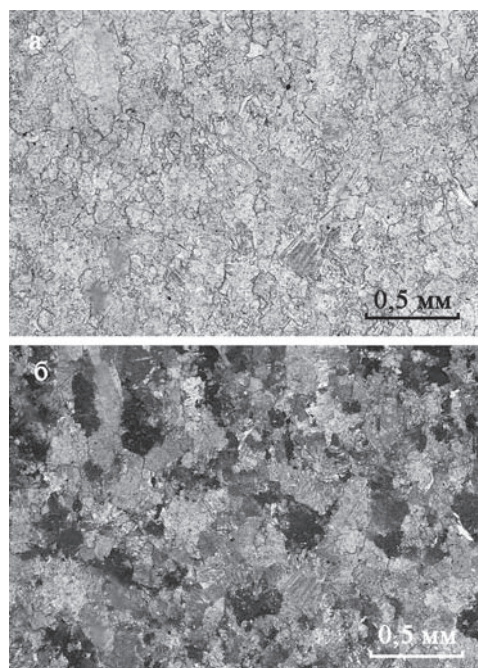


Рис. 4. Мелкозернистый доломит (обр. м671) миньякской подсвиты суранской свиты, левый берег р. Богряшка (а — николи параллельные, б — николи скрещенные)

высокими содержаниями титана, железа и калия. Содержание минерала доломита, которое определено по потере веса при термогравиметрическом анализе, в этих породах варьирует от 85 до 99%. Доломит фиксируется по обычным для этого минерала эндотермическим эффектам при 770–780 и 870–880 °С. После прокаливания при термическом анализе эти породы приобретают темный цвет, что характерно для железистых доломитов.

По изотопному составу углерода ($\delta^{13}C$ образует интервал от $-0,3$ до $0,3\%$ (PDB), $n = 5$) вмещающие доломиты соответствуют обычным морским осадочным карбонатным породам. При этом изотопный состав кислорода в них ($\delta^{18}O = 19,4...22,4\%$ (SMOW), $n = 5$) легче, чем в осадочных карбонатах, в которых $\delta^{18}O$ составляет около 30‰ относительно SMOW. Это объясняется влиянием эпигенетических процессов, которым подверглись доломиты. В эпигенезе изотопный состав кислорода относительно легко изменяется, в то время как изотопный состав углерода более устойчив [Виноградов, 2003, 2007].

В рудных метасоматитах (табл. 3, обр. А-12341–А-13479, Vr_{bog} , Vr_{bog^*}) по сравнению с вмещающими доломитами резко увеличивается содержание железа и магния. По химическому составу часть рудных метасоматитов соответствует брейнериту, разновидности железистого магнезита, члену изоморфного ряда магнезит – сидерит, в котором содержание $FeCO_3$ может достигать 30%. В образцах Vr_{bog} и Vr_{bog^*}

Таблица 3

Химический состав вмещающих карбонатных пород рудопроявления Богряшка

№ обр.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	MnO	P ₂ O ₅	K ₂ O	Na ₂ O	S _{общ}	H ₂ O	ппп	сумма
DI _{sur1}	8,91	0,06	1,42	0,34	1,49	27,84	18,38	0,06	0,05	0,08	0,10	—	—	41,21	100,66
D _{bog}	2,67	—	0,14	0,50	4,71	26,18	20,34	0,19	—	—	—	—	—	45,06	99,79
м662	2,81	0,22	0,48	2,90	—	29,64	21,31	0,06	0,04	0,21	0,48	0,01	—	41,58	99,75
м671	9,83	0,23	1,90	2,15	—	26,83	20,04	0,04	0,05	0,99	0,16	0,01	—	37,95	100,18
м671а	4,08	0,09	2,09	1,89	1,07	29,60	18,90	0,05	0,17	1,00	0,33	—	—	39,96	98,53
м671б	7,90	0,03	0,50	0,45	1,00	26,98	19,00	0,11	0,01	0,50	0,08	—	—	42,94	99,43
м674	4,50	0,17	0,62	2,17	—	29,01	21,16	0,05	0,05	0,59	0,35	0,01	—	41,29	99,97
м675	5,77	0,22	0,47	1,98	—	29,34	21,88	0,06	0,04	0,21	0,47	0,01	—	39,53	99,97
А-12341	4,82	0,07	0,49	11,58	—	2,73	33,27	0,34	0,03	0,27	0,13	2,77	—	43,23	99,74
А-12342	0,84	0,02	<0,1	15,08	—	12,80	24,04	0,50	0,04	<0,01	0,14	1,47	—	44,45	99,37
А-12344	0,54	0,01	<0,1	14,68	—	10,07	28,82	0,42	0,03	<0,01	0,12	0,52	—	44,46	99,70
А-12345	0,71	0,01	<0,1	12,26	—	15,63	26,29	0,38	0,05	<0,01	0,11	1,31	—	42,40	99,16
А-12346а	0,87	0,02	<0,1	28,41	—	9,49	15,27	0,07	0,05	<0,01	0,13	21,14	—	23,65	99,10
А-12348	5,88	<0,01	1,00	15,00	—	12,36	10,15	<0,01	<0,01	0,10	0,12	—	—	31,16	75,77
А-12349	0,59	0,01	0,10	12,55	—	15,23	25,73	0,43	0,04	<0,01	0,12	0,29	—	43,95	99,05
А-12350	10,95	0,08	0,82	9,95	—	1,28	34,17	0,30	0,05	0,41	<0,1	0,52	—	41,15	99,66
А-12350*	13,5	0,06	1,20	4,34	2,94	0,8	34,86	0,16	0,03	0,41	0,24	—	0,28	41,20	99,74
А-12352	5,21	0,05	0,80	13,02	—	2,73	31,84	0,42	0,03	0,30	<0,1	0,16	—	44,67	99,23
А-12352*	5,00	0,02	0,70	7,21	3,93	1,14	35,98	0,22	0,03	0,31	<0,1	—	0,14	44,97	99,51
А-13478	4,44	0,03	0,74	1,99	—	33,37	18,48	0,09	0,10	0,17	0,11	0,27	—	39,85	99,64
А-13479	1,61	0,05	0,41	6,46	—	1,70	41,34	0,22	0,03	0,14	0,12	0,29	—	47,63	100,02
Vr _{bog}	7,48	0,03	0,82	0,73	6,91	0,28	37,10	—	—	0,20	0,07	0,04	—	45,37	99,03
Vr _{bog*}	6,16	—	0,65	0,71	12,24	2,0	33,45	0,25	—	—	—	—	—	44,54	100,00

Примечание. DI_{sur1} — среднее по 12 образцам доломитов миньякской подсвиты суранской свиты по [Анфимов, 1997]. DI_{bog} и Vr_{bog} — данные силикатного анализа, материалы Абзелиловской ГПП, Vr_{bog} — скв. № 7601, гл. 23,0 м. Образцы м662 — м675, А-12341 — А-13479 — результаты рентгенофлуоресцентного анализа, авторские материалы. Образцы м671а, м671б и А-12348 — данные силикатного анализа, авторские материалы. Образцы А-12350* и А-12352* — результаты силикатного анализа, материалы А.А. Алексеева. Обр. Vr_{bog*} — среднее по результатам силикатного анализа 4 образцов, материалы А.Г. Потехина. Прочерк — нет данных.

содержание FeO составляет 6,91–12,24 мас. % при высоком содержании MgO (33,45–37,1 мас. %) и незначительным CaO (0,28–2,0 мас. %) (см. табл. 3), что типично для брейнерита. Проведенный нами рентгеноструктурный анализ подтверждает, что железистые магнезиты в метасоматитах являются брейнеритами, которые определяются по рефлексам 3,548; 2,748; 2,508; 2,323; 2,108; 1,941; 1,704; 1,512; 1,490; 1,410; 1,357; 1,339; 1,255 Å (рис. 5). По материалам Абзелиловской ГПП, в минералогическом составе метасоматитов (скв. № 7601, гл. 23,0 м) отмечаются карбонат (брейнерит) (90–91%), кварц (4–5%), пирит (1–2%), гидроокислы железа (3%), лейкоксен (около 1%) и серицит (менее 1%). Карбонат (брейнерит) образует зерна ромбоэдрического облика размером до 1,5 мм. Очевидно, что преобразования доломитов суранской свиты происходили в условиях интенсивного выноса кальция и привноса магния и железа, при этом они сопровождались перекристаллизацией и укрупнением зерен карбоната.

Вместе с тем часть проб рудных метасоматитов по химическому составу очень близка к магнезитам Исмакаевского месторождения, которое располагается в той же структурно-формационной зоне приблизительно в 10 км севернее рудопроявления. Магнезиты обогащены кремнеземом при низком глиноземе и сравнительно высоком содержании железа (см. табл. 3, А-13479).

Сульфидная минерализация. По результатам электронно-зондового микроанализа среди сульфидов нами установлены пирит, арсенопирит и халькопирит (табл. 4). Арсенопирит встречается в тесном сростании с пиритом (рис. 6а, б). Халькопирит помимо микровключений в пирите образует самостоятельные выделения в матрице породы размером до 0,1–0,2 мм (рис. 6д).

Пирит рудопроявления Богряшка, по сравнению с пиритами из других рудопоявлений золота, залегающих в рифейских отложениях БМА, образует несколько необычные формы. Здесь он встречается

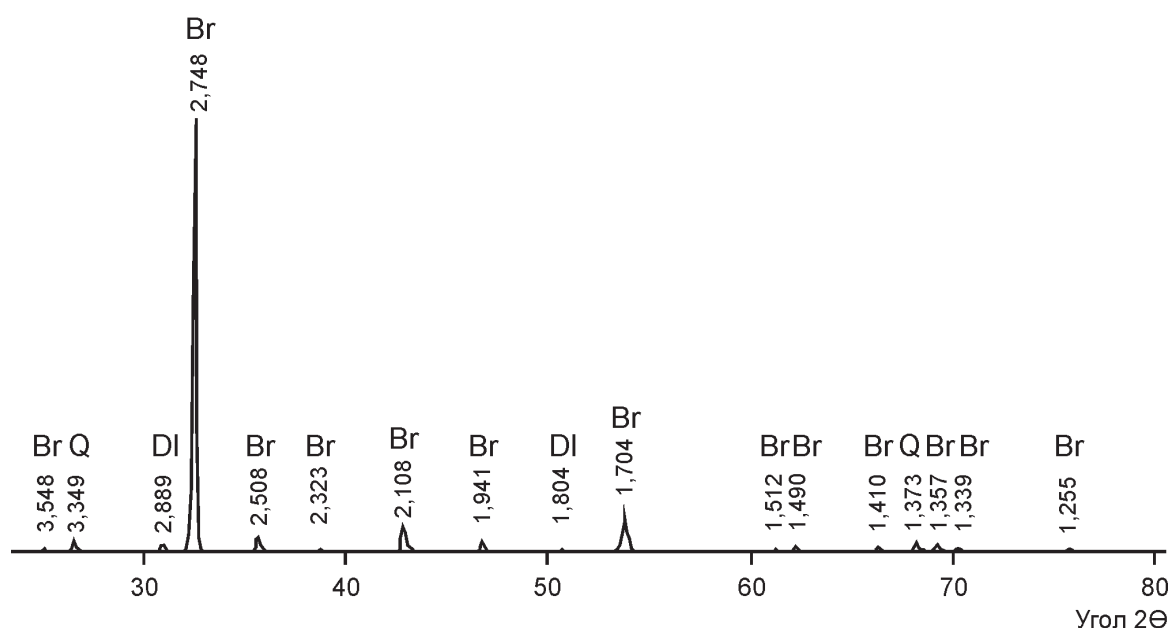


Рис. 5. Дифрактограмма брейнерита (обр. А-12352) из рудопроявления Богряшка

Условные обозначения: Br — брейнерит, DI — доломит, Q — кварц. Числа над пиками — межплоскостные расстояния (d/n).

Таблица 4

Химический состав пирита, арсенопирита и халькопирита (мас. %) рудопроявления Богряшка (скв. № 35)

№ обр.	n	Fe	S	Cu	Co	Te	As	Sb	Кристаллохимическая формула
А-12345	6	41,38	57,05	—	—	—	1,57	—	$Fe_{0,875}(S_{2,101}As_{0,025})_{2,126}$
	6	32,42	19,81	—	—	—	47,77	—	$Fe_{0,949}As_{1,042}S_{1,010}$
А-12346а	10	46,80	53,20	—	—	—	—	—	$Fe_{1,007}S_{1,993}$
	1	47,10	52,39	—	—	—	0,51	—	$Fe_{1,019}(S_{1,973}As_{0,008})_{1,981}$
А-12346	17	46,16	53,84	—	—	—	—	—	$Fe_{0,990}S_{2,010}$
А-12347	11	46,09	53,91	—	—	—	—	—	$Fe_{0,988}S_{2,012}$
А-12351	3	46,88	53,12	—	—	—	—	—	$Fe_{1,009}S_{1,991}$
	1	46,81	52,72	—	—	—	0,47	—	$Fe_{1,010}(S_{1,982}As_{0,008})_{1,990}$
	1	46,61	52,93	—	0,46	—	—	—	$(Fe_{1,004}Co_{0,009})_{1,013}S_{1,986}$
	2	46,43	51,56	—	0,44	—	1,57	—	$(Fe_{1,011}Co_{0,009})_{1,020}(S_{1,955}As_{0,025})_{1,980}$
	1	46,22	51,33	—	—	0,73	1,71	—	$(Fe_{1,010}Te_{0,007})_{1,017}(S_{1,955}As_{0,028})_{1,983}$
	12	47,02	52,98	—	—	—	—	—	$Fe_{1,013}S_{1,987}$
А-12354	10	46,64	52,90	—	0,46	—	—	—	$(Fe_{1,005}Co_{0,009})_{1,014}S_{1,986}$
	1	46,59	52,25	—	0,71	—	—	0,45	$(Fe_{1,009}Co_{0,015}Sb_{0,004})_{1,028}S_{1,972}$
	3	31,60	34,12	34,28	—	—	—	—	$Cu_{0,995}Fe_{1,043}S_{1,962}$

Примечание: прочерк означает, что содержание элемента ниже предела обнаружения, n — количество анализов.

ся как в виде мелкокристаллических сфероидальных агрегатов зонального строения (рис. бв, г), так и в виде сплошных мелкокристаллических катаклазированных масс (рис. бе). Пирит широко распространенной кубической формы в образцах из керна скв. № 35 не был встречен. Это может указывать на низкотемпературные условия отложения сфероидальных агрегатов пирита на рудопроявлении,

поскольку в общем виде более высокотемпературные минералы всегда более совершенны. Радиальные или расходящиеся структуры пирита являются крайними случаями мозаичной структуры, которая служит характерным признаком пирита на низкотемпературных месторождениях [Бородин, 1971].

Анализ результатов термо-ЭДС показывает, что пирит в пределах рудопроявления характери-

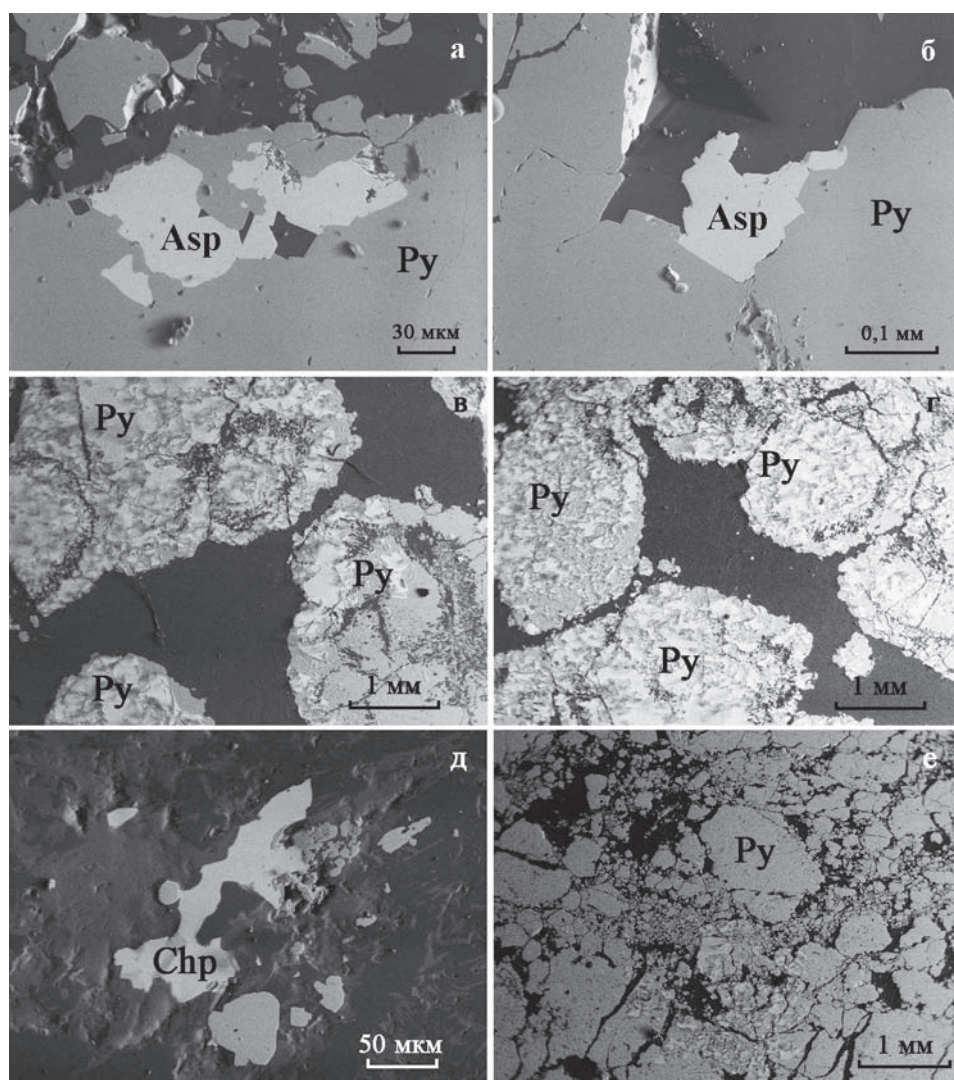


Рис. 6. Формы выделения сульфидов рудопоявления Богряшка (скв. № 35)

Условные обозначения: Asp — арсенопирит; Py — пирит; Chp — халькопирит. а, б — сростание арсенопирита и пирита (обр. А-12345, гл. 84,5 м); в, г — мелкокристаллические сфероидальные агрегаты пирита зонального строения (обр. А-12346, гл. 197,5 м); д — выделения халькопирита в матрице породы (обр. А-12354, гл. 306,0 м); е — мелкокристаллический катаклазированный пирит (обр. А-12351, гл. 226,2 м).

зуется разным типом проводимости [Шарипова, Мичурин, 2012]. Фиксируются образцы как с положительными значениями термо-ЭДС от +50 до +540 мкВ/°С (дырочный тип проводимости, р-тип), так и с отрицательными от –310 до –50 мкВ/°С (электронный тип проводимости, п-тип). Вместе с тем отмечается пирит (обр. А-12351) со смешанной проводимостью, в котором присутствуют оба типа при преобладании дырочного (табл. 5).

Термоэлектрическая проводимость пирита возможна при двух основных причинах: 1) нарушении стехиометрического отношения атомного количества железа к сере (при смещении равновесия в сторону S^{2-} вакансий увеличивается эффект проводимости п-типа, а в сторону Fe^{2+} вакансий —

проводимости р-типа); 2) за счет присутствия элементов-примесей, которые замещают основные компоненты в его кристаллической решетке [Коробейников и др., 1993]. При этом мышьяк является самым важным элементом, обуславливающим р-тип проводимости пирита [Möller, Kersten, 1994].

В образцах рудопоявления термоэлектрические характеристики пирита обусловлены двумя этими причинами. По результатам электронно-зондового микроанализа пирит по химическому составу разделяется на две группы. В образцах с дырочным типом проводимости по сравнению со стехиометрическим составом устанавливается довольно значительный избыток серы $S_{sp} = 55,57$ мас. %, $n = 17$ (см. табл. 4, обр. А-12345 и А-12347). Пириты элек-

Таблица 5

Термоэлектрические характеристики и изотопный состав серы пирита рудопроявления Богряшка

№ обр.	$\delta^{34}\text{S}$, ‰	n	n-тип		p-тип	
			a/a_{cp} , мкВ/°С	%	a/a_{cp} , мкВ/°С	%
A-12345	0,1*	61	—	0	(+90...+540)/+370	100
A-12346а	12,4*	52	(-50...-190)/-110	98	+80	2
A-12346	—	117	(-50...-310)/-160	97	(+60...+90)/+80	3
A-12347	-0,1	314	(-50...-90)/-70	3	(+50...+430)/+150	97
A-12351	7,9	104	(-55...-245)/-100	29	(+50...+390)/+180	71
A-12354	—	14	(-150...-190)/-170	100	—	—

Примечание: звездочкой отмечены данные по материалам Г.Н. Засухина [1982]. Прочерк — нет определений. n — количество анализов.

тронного ($S_{\text{cp}} = 53,28$ мас. %, n=51, обр. A-12346, A-12346а, A-12354) и смешанного ($S_{\text{cp}} = 53,10$ мас. %, n=8, обр. A-12351) типа проводимости обнаруживают ее незначительный дефицит и очень близки к стехиометрическому составу пирита.

Кроме того, различия отмечаются и по составу элементов-примесей. В образцах пирита p-типа появляется довольно заметная примесь мышьяка до 1,57 мас. %. Как показывает проведенный анализ (см. табл. 4 и 5), в пирите с дырочной проводимостью (p-тип) величина термо-ЭДС связана с присутствием в нем мышьяка. В противоположность этому кобальт до 0,71 мас. % отмечается в пирите смешанного и электронного типов проводимости.

В пирите с проводимостью n-типа примесь мышьяка не установлена. Следовательно, можно сделать вывод о том, что термоэлектрические характеристики пирита p-типа обусловлены примесью в нем As.

Результаты по изотопному составу серы так же, как и данные по термо-ЭДС, фиксируют две различных генерации пиритовой минерализации на рудопроявлении. По результатам изотопного анализа отмечается двумодальное распределение значений $\delta^{34}\text{S}$ (рис. 7) [Маскова, Мичурин, 2010; Шарипова, Мичурин, 2012]. Одна часть изотопных данных группируется в интервале от -6,6 до 2,7‰ ($\delta^{34}\text{S}_{\text{cp}} = -0,5$ ‰; n=13), а другая — от 7,9 до 27,4‰ ($\delta^{34}\text{S}_{\text{cp}} = 16,1$ ‰; n=25). Изотопные данные первой

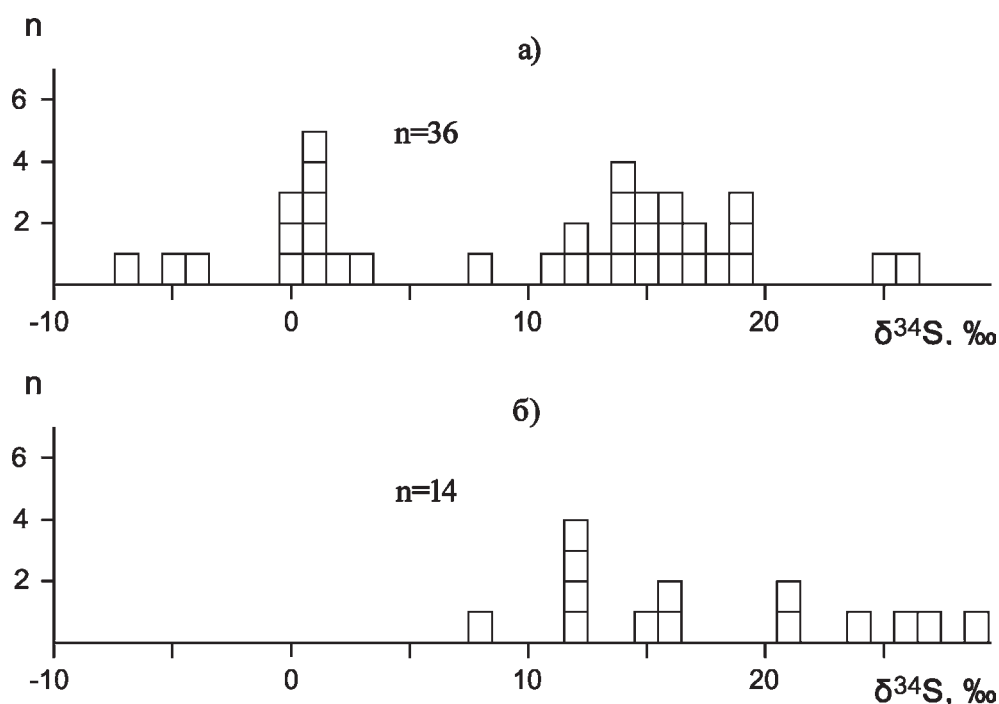


Рис. 7. Гистограмма изотопных значений $\delta^{34}\text{S}$ пирита рудопроявления Богряшка (а) и пирита из осадочных отложений суранской свиты нижнего рифея (по [Мичурин, Шарипова, 2006; Маскова, Мичурин, 2010]) (б)

группы близки к метеоритному стандарту, что указывает на магматогенный источник серы при образовании этой генерации пирита. Другая генерация значительно обогащена ^{34}S изотопом серы и весьма схожа по изотопному составу с рассеянной пиритовой минерализацией в осадочных породах суранской свиты нижнего рифея, встречающейся за пределами золоторудных зон и участков (см. рис. 7). Отсутствие непрерывного ряда изотопных значений $\delta^{34}\text{S}$ в пиритах рудопроявления, двумодальное распределение и четкая обособленность мод на гистограмме указывают, что этапы образования пиритовой минерализации не были связаны между собой и, по-видимому, были разорваны во времени.

С целью проверки и уточнения этого вывода нами в нескольких образцах рудоносных метасоматитов с пиритовой минерализацией выполнены определения изотопного состава серы точно с шагом между точками определения около 100–500 мкм. Результаты прецизионного изучения подтвердили ранее полученные данные. Однако, наряду с установленными ранее генерациями с модами около нулевых значений и больших положительных

значений $\delta^{34}\text{S}$, проявилась генерация пирита, характеризующегося обогащением легкого ^{32}S изотопа (рис. 8). Эти данные указывают на присутствие трех генераций пирита в рудоносных метасоматитах рудопроявления Богряшка, наиболее ранняя из которых имеет биогенно-осадочное происхождение.

Строго говоря, в данных, полученных ранее при изотопном анализе пирита [Маскова, Мичурин, 2010; Шарипова, Мичурин, 2012], присутствовало несколько значений $\delta^{34}\text{S}$ приблизительно от -7 до -4‰ (см. рис. 7а), которые из-за небольшого количества не принимались во внимание. Предполагалось, что такой изотопный состав серы в пирите может отражать эволюцию рудообразующих флюидов, в которых на заключительных этапах увеличивалась доля окисленных форм серы.

Модель формирования рудопроявления. Приведенные новые материалы в совокупности с ранее полученными данными позволяют представить следующую модель формирования рудопроявления. Сначала на стадии раннего диагенеза протодоломитового осадка образовался раннедиагенетический

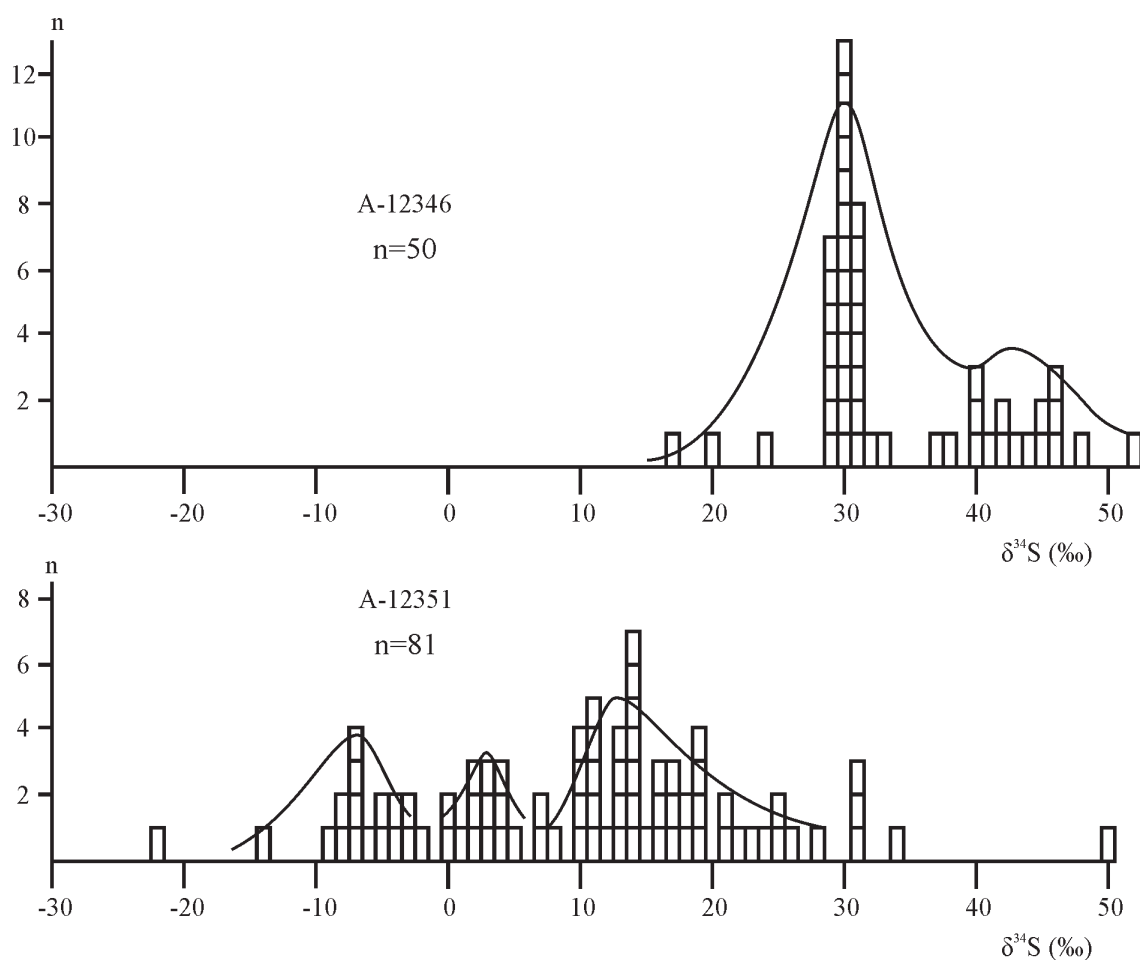


Рис. 8. Гистограмма микролазерных определений $\delta^{34}\text{S}$ в образцах пирита по срезу рудоносных метасоматитов

пирит при участии бактерий и источником серы из морского растворенного сульфат-иона. Изотопные характеристики первой генерации пирита образуют интервал от $-21,8$ до $-2,1‰$ (см. рис. 8, обр. А-12351). Отметим, что в монофракциях пирита по результатам анализа методом ICP-MS определены довольно высокие концентрации таллия (до 41 г/т). Это может указывать на первично марказитовую природу этой генерации пирита, поскольку в марказите [Иванов, 1966], а также осадочно-диагенетическом конкреционном пирите [Крупенин и др., 2013] обычно отмечаются повышенные концентрации таллия.

Затем сформировалась вторая генерация пирита, которая характеризуется значительным обогащением тяжелого ^{34}S изотопа — значения $\delta^{34}\text{S}$ образуют интервал от $6,6$ до $51,5‰$. Источником серы при формировании этой генерации пирита выступали сульфаты эвапоритов, на былое присутствие которых в нижнерифейских отложениях БМА указывает целый ряд литологических и изотопно-геохимических признаков [Мичурин и др., 2009]. Образование сфероидальных агрегатов этого типа пирита происходило, по-видимому, при сравнительно низких температурах из эвапоритовых рассолов и в закрытой относительно сульфатов системе. Последнее следует из распределения значений $\delta^{34}\text{S}$ (см. рис. 8, обр. А-12346), которое подчиняется закону Рэлеевского исчерпания (рис. 9), если применить моделирование по методике, описанной в работах [McConville et al., 2000; Fallick et al., 2012]. При проведении расчетов мы не учитывали количество выделенного SO_2 в единичных микролазерных определениях, допуская, что оно приблизительно одинаково. Как признают авторы методики, такой подход не оказывает значительного влияния на ре-

зультаты моделирования [McConville et al., 2000].

Проведенные расчеты дают следующие значения: $\delta^{34}\text{S}$ в источнике составляет $34,0‰$, а фактор изотопного разделения, который связан с коэффициентом изотопного фракционирования определенным соотношением, равен $-7,3‰$. На графике в координатах $\delta^{34}\text{S} - \ln f$ (см. рис. 9) фигуративные точки изотопных определений располагаются близко к линейному тренду ($R^2 = 0,85$), что подтверждает возможность изотопного фракционирования в закрытой системе по закону Рэлеевского исчерпания. В таком случае изотопный состав серы сероводорода, который непосредственно участвует в образовании пирита, изменяется в сторону утяжеления, если сера источника (сульфаты) имеет ограниченное количество. Поскольку в сероводород уходит преимущественно легкий изотоп серы, в остающемся сульфате накапливается тяжелый ^{34}S изотоп. В результате на каждой последующей ступени реакции выделяется все более тяжелый по изотопному составу сероводород. После восстановления 65% от общего количества сульфата сера образующегося H_2S становится уже изотопно тяжелее, чем в исходном сульфате [Виноградов, 2003].

Судя по явному преобладанию положительных значений $\delta^{34}\text{S}$ в полученных результатах, вторая генерация имеет наибольшее распространение на рудопроявлении. Наиболее вероятно, что ее формирование сопутствовало образованию здесь метасоматических магнезитов из эпигенетических эвапоритовых рассолов. Сценарий ее образования, видимо, тот же, что и для пиритов в магнезитах типового Саткинского месторождения на Южном Урале [Крупенин, Мичурин, 2011].

Как отмечено выше, железистые магнезиты рудопроявления Богряшка по химическому составу

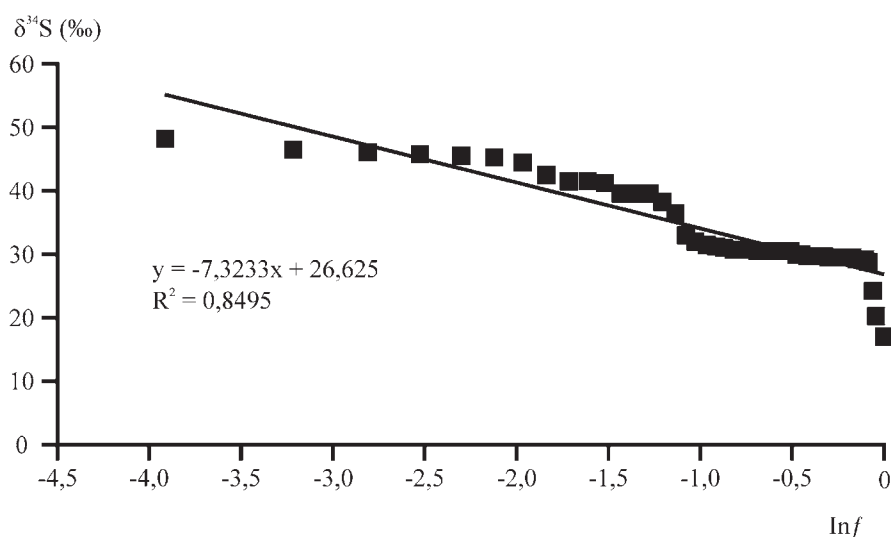


Рис. 9. Диаграмма $\delta^{34}\text{S} - \ln f$, отражающая модель Рэлеевского изотопного фракционирования

близки к магнезитам Ирмакаевского месторождения. Вмещающими породами на этих объектах являются одни и те же доломиты миньякской подсвиты суранской свиты. Исходя из этого, можно предположить одновременное образование магнезитов рудопроявления Богряшка с магнезитами Ирмакаевского месторождения, для которых определен возраст в 1250 ± 130 млн. лет (Sm-Nd метод) [Крупенин и др., 2015]. Отметим, что источником флюида при образовании метасоматических магнезитов Ирмакаевского месторождения являлись захороненные эвапоритовые рассолы [Крупенин, Гараева, 2014].

В заключительную стадию сформировалась третья генерация пирита, которая характеризуется изотопным составом серы от нуля до $4,6\text{‰}$ и незначительным отклонением от $\delta^{34}\text{S}$ метеоритного стандарта. Это указывает на привнос серы из глубинного источника при образовании данной генерации. Ее формирование происходило в результате тектоно-магматических процессов и гидротермальной деятельности, вероятно, синхронно с образованием золоторудной минерализации на других рудопроявлениях, залегающих в рифейских отложениях, БМА в позднерифейско-вендское время. Образующиеся сульфиды накладывались на пириты, присутствовавшие в осадочных породах. Именно эта третья генерация пирита является золотоносной, что подтверждается распределением золота в сульфидных концентратах рудопроявления. Определения содержания золота выполнены химическим анализом (использованы материалы А.Г. Потехина). В интервалах скважины № 35 с максимальным содержанием золота (66 и 163 г/т) измеренные значения $\delta^{34}\text{S}$ (0,9 и $0,1\text{‰}$) близки к метеоритному стандарту (рис. 10). В интервалах, где фиксируются высокие положительные значения $\delta^{34}\text{S}$ ($10,9\text{--}12,8\text{‰}$), содержания

золота в сульфидных концентратах уменьшаются до $14\text{--}55,5$ г/т.

Важно отметить, что такая же обратная зависимость изотопного состава серы установлена и для пирита с разным типом проводимости. Анализ зависимости между термоэлектрическими характеристиками пирита и изотопным составом его серы показывает, что в пирите с дырочным типом проводимости значения $\delta^{34}\text{S}$ близки к метеоритному стандарту, а пирит n-типа значительно обогащен ^{34}S изотопом (см. рис. 10). Дырочный тип проводимости на рудопроявлении фиксируется в мышьяковистом пирите и исходя из полученных данных именно этот тип пирита в большей степени золотоносен. Отметим при этом, что современный анализ по многочисленным золоторудным месторождениям показывает, что содержание Au и As прямо коррелируют в мышьяковистых пиритах [Reich et al., 2005]. Кроме того, на рудопроявлении в образцах с дырочным типом проводимости устанавливается довольно значительный избыток серы по сравнению со стехиометрическим составом, что также характерно для пирита месторождений и рудопроявлений золота различной формационной принадлежности. В пирите нестехиометричного состава, недонасыщенного катионами (избыток S и недостаток Fe), обычно отмечаются максимальные содержания золота [Юргенсон, 2003].

Вместе с тем, по материалам Абзелиловской ГПП, четкой корреляции мышьяка с золотом на рудопроявлении не установлено. При этом отмечено, что в отдельных случаях при фоновых содержаниях мышьяка в карбонатах менее 50 г/т (полуколичественный рентгено-спектральный анализ) его концентрации увеличиваются до $1000\text{--}3000$ г/т вблизи участков с повышенным содержанием золота в породах (более $0,3$ г/т). По нашему мнению,

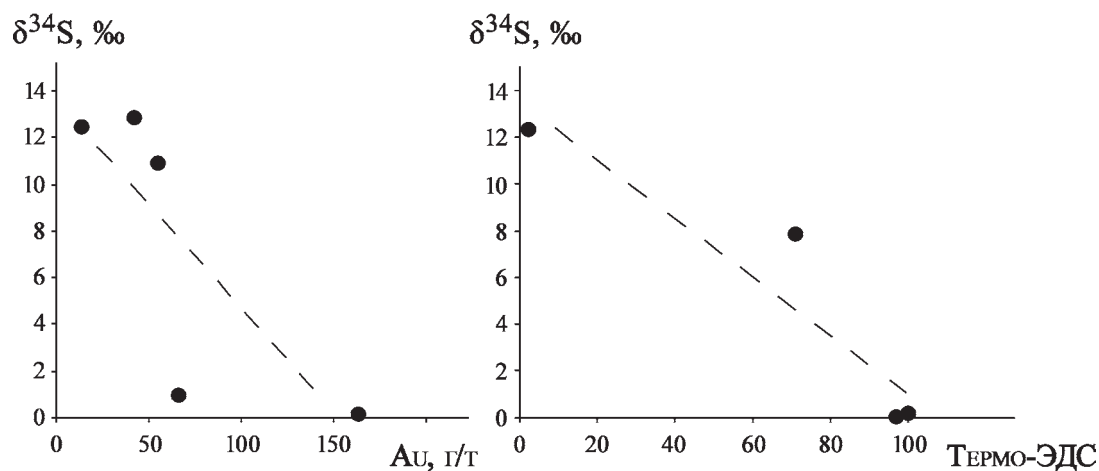


Рис. 10. Связь изотопного состава серы пирита с содержанием золота в сульфидных концентратах и термо-ЭДС (в относительной доле p-типа)

отсутствие четкой корреляции мышьяка с золотом объясняется наличием нескольких генераций сульфидов в породах, в которых наряду с золотоносной сульфидной минерализацией присутствуют безрудные сульфиды.

Как отмечено выше, согласно проведенным прогнозно-поисковым работам, известные в пределах площади рудопроявления немногочисленные дайки габбро-диабазов имеют дорудный возраст. С целью проверки связи магматических пород с рудообразованием, нами предпринята попытка изучения распределения лантаноидов в габбро-диабазов и пирите из карбонатных метасоматитов. Российскими и зарубежными исследователями в последние годы показано, что составы РЗЭ в сульфидах в целом наследуют состав минералообразующего флюида и могут быть использованы для оценки его источников [Римская-Корсакова, Дубинин, 2003; Guangzhou et al., 2009].

Проведенный анализ показывает, что тренды распределения РЗЭ в пирите и габбро-диабазов отличаются (рис. 11). В последних фиксируются высокие концентрации лантаноидов ($\Sigma \text{РЗЭ} = 124,46 - 217,27 \text{ г/т}$). При этом содержание легких лантаноидов значительно преобладает по сравнению с тяжелыми, что отчетливо выражается наклоном графиков. Значения La_n/Yb_n и La_n/Sm_n отношений колеблются в пределах 9,78–14,73 и 2,51–4,13 соответственно. Gd_n/Yb_n отношение, которое характеризует степень дифференциации внутри тяжелых лантаноидов, лежит в интервале 2,8–3,7. На нормированных графиках для интрузивных пород аномалии европия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,04 - 1,09$) и церия ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 1,07 - 1,11$) выражены слабо.

В отличие от габбро-диабазов в пирите отмечается низкое суммарное содержание РЗЭ (~4,0 г/т). Сильно отличаются и другие геохимические модули: La_n/Yb_n составляет 1,69; $\text{La}_n/\text{Sm}_n - 1,09$; $\text{Gd}_n/\text{Yb}_n - 1,55$. Кроме того, на графике распределения РЗЭ пирита присутствует слабая положительная аномалия европия ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1,11$) и отсутствует аномалия церия ($\text{Ce}/\text{Ce}^* = 0,94$). Европиевая аномалия может быть использована для оценки окислительно-восстановительных условий флюида [Горячев и др., 2008]. В нашем случае повышенное Eu/Eu^*

отношение может указывать на относительно восстановленный характер рудоносного флюида.

Несмотря на различия в распределении лантаноидов в габбро-диабазов и пирите из карбонатных метасоматитов рудопроявления, полученные данные пока не позволяют сделать однозначных выводов. Дело в том, что для анализа нами была использована монофракция пирита, которая могла представлять собой смесь из различных генераций. Полученные результаты следует рассматривать как предварительные, а решение вопроса о связи интрузивных образований с формированием сульфидной минерализации на рудопроявлении требует дополнительного изучения.

Заключение

Таким образом, результаты проведенных исследований показывают, что формирование сульфидной минерализации на рудопроявлении Богряшка происходило в несколько стадий с участием серы из разных источников, один из которых имел «мантийную» природу, а другие — коровую. На стадии раннего диагенеза протодоломитового осадка образовался раннедиагенетический пирит с источником серы из морского растворенного сульфат-иона. Затем сформировалась генерация пирита, источником серы которой выступали сульфаты эвапоритов, присутствовавшие в осадочных толщах БМА. Формирование второй генерации пирита сопровождало образованию метасоматических магнетитов из эпигенетических эвапоритовых рассолов.

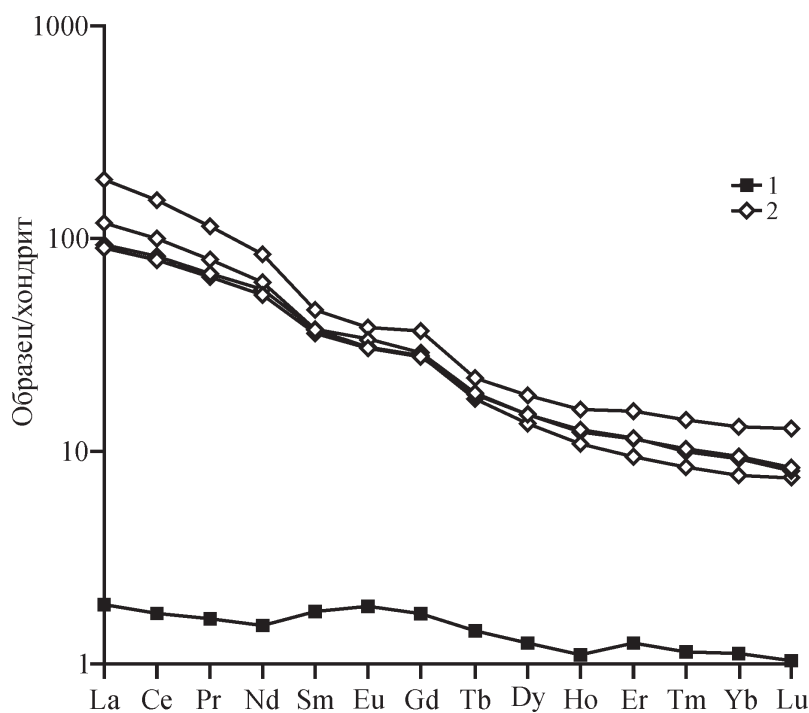


Рис. 11. Распределение редкоземельных элементов в пирите (1) и габбро-диабазов (2) рудопроявления Богряшка

Золотоносные сульфиды образовались в заключительную стадию. Они характеризуются близкими к метеоритному стандарту значениями $\delta^{34}\text{S}$ и представляют собой самостоятельную генерацию, образованную с участием серы из магматогенного источника. В их химическом составе, как правило, отмечается избыток серы по сравнению со стехиометрическим составом пирита и значительная примесь мышьяка, которая в свою очередь обуславливает дырочную проводимость золотоносного типа пирита. Рудообразование было обусловлено гидротермальной деятельностью, в результате которой происходил привнос серы и рудного вещества из глубинного источника, при этом образующиеся сульфиды накладывались на пириты, присутствовавшие в осадочных породах.

Благодарности. Авторы признательны Т.А. Веливецкой и В.Л. Андреичеву за проведение изотопных исследований, а также благодарны З.А. Каниповой за помощь при проведении микроскопического изучения. Особую признательность авторы выражают М.Т. Крупенину за очень ценные замечания при обсуждении материалов статьи.

Литература:

- Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г. Дифференцированные интрузии западного склона Урала. — Уфа: Гилем, 2003. — 171 с.
- Анфимов Л.В. Литогенез в рифейских осадочных толщах Башкирского мегантиклинория (Ю. Урал). — Екатеринбург: Изд-во УрО РАН, 1997. — 290 с.
- Бердников П.Г. Перспективы золотого оруденения Муртыктинского и Авзянского типов (Южный Урал) // Геология, минералогия и геохимия месторождений золота Урала. — Свердловск: УрО РАН, 1987. — С. 96–101.
- Бородин С.А. Скрученные и мозаичные кристаллы пирита как индикатор температуры образования гидротермальных месторождений // Геохимия гидротермального рудообразования. — М.: Наука, 1971. — С. 91–105.
- Виноградов В.И. Некоторые черты эпигенеза с позиций изотопной геохимии // Литология и полезные ископаемые. — 2003. — № 4. — С. 391–411.
- Виноградов В.И. Экскурсы $\delta^{13}\text{C}$ неопротерозой-кембрийских карбонатов — отражение палеоклиматических обстановок? // XVIII симпозиум по геохимии стабильных изотопов им. акад. А.П. Виноградова (14–16 ноября 2007 г, Москва). — М.: ГЕОХИ РАН, 2007. — С. 66–67.
- Горячев Н.А., Викентьева О.В., Бортников Н.С., Прокофьев В.Ю., Аппатов В.А., Голуб В.В. Наталкинское золоторудное месторождение мирового класса: распределение РЗЭ, флюидные включения, стабильные изотопы кислорода и условия формирования руд (северо-восток России) // Геология рудных месторождений. — 2008. — Т. 50, № 5. — С. 414–444.
- Засухин Г.Н. Изотопный состав серы сульфидных проявлений в различных структурно-фациальных зонах Южного Урала // Минералого-геохимические особенности рудоносных комплексов Южного Урала. — Уфа: БФАН СССР, 1982. — С. 22–27.
- Иванов В.В. Геохимия рассеянных элементов Ga, Ge, Cd, In, Tl в гидротермальных месторождениях. — М.: Недра, 1966. — 365 с.
- Игнатъев А.В., Веливецкая Т.А. Новый локальный метод для определения изотопного состава серы в сульфидных комплексах Авзяно-Белорецкого золоторудного района (Ю. Урал): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук / Южный федеральный ун-т. — Ростов-на-Дону, 2007. — 24 с.
- Ковалев С.Г. Геохимия золота западного склона Южного Урала как показатель его генезиса // Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований: Матер. Всерос. конф. к 100-летию Н.В. Петровской. — М.: ИГЕМ РАН, 2010. — Т. 1. — С. 252–254.
- Коробейников А.Ф., Нарсеев В.А., Пшеничкин А.Я., Ревакин П.С., Арифюлов Ч.Х. Пириты золоторудных месторождений (свойства, зональность, практическое применение). — М.: ЦНИГРИ, 1993. — 216 с.
- Крупенин М.Т., Гараева А.А. Флюидный режим магнетитового метасоматоза Исмакаевского месторождения Южно-Уральской провинции (термокриометрия флюидных включений) // Ежегодник—2013 / ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург, 2014. — С. 311–315. — (Тр. ИГГ УрО РАН; Вып. 161).
- Крупенин М.Т., Кузнецов А.Б., Константинова Г.В. Сравнительная Sr-Nd систематика карбонатных пород в типовых магнетитовых месторождениях нижнего рифея Южно-Уральской провинции // Ежегодник—2014 / ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург, 2015. — С. 100–106. — (Тр. ИГГ УрО РАН; Вып. 162).
- Крупенин М.Т., Мичурин С.В. Изотопно-геохимические характеристики сульфидов из магнетитовых месторождений Южно-Уральской провинции // Геология. Известия отделения наук о Земле и природных ресурсах АН РБ. — 2011. — № 16. — С. 64–80.
- Крупенин М.Т., Мичурин С.В., Чердниченко Н.В., Адамович Н.Н. Элементы-примеси в пиритах саткинского рудного поля // Ежегодник—2012 / ИГГ УрО РАН. — Екатеринбург, 2013. — С. 213–223. — (Тр. ИГГ УрО РАН; Вып. 160).
- Маскова А.А., Мичурин С.В. Изотопный состав серы сульфидов золоторудных проявлений в докембрийских отложениях Башкирского антиклинория // Новые горизонты в изучении процессов магмо- и рудообразования: Матер. Всерос. конф. — М.: ИГЕМ РАН, 2010. — С. 362–363.
- Мичурин С.В., Ковалев С.Г., Горожанин В.М. Генезис сульфатов и сульфидов в нижнерифейских отложениях Камско-Бельского авлакогена и Башкирского мегантиклинория. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. — 192 с.

Мичурин С.В., Шарипова А.А. Происхождение и условия образования пирита в нижнерифейских осадочных породах Ямантауского антиклинория Южного Урала (по данным изотопного анализа серы) // Литологические аспекты геологии слоистых сред: Матер. 7 Уральск. регион. литологич. совещ. — Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. — С. 191–192.

Нечаев В.П. Особенности гидротермально-метасоматического процесса на некоторых золоторудных проявлениях западного склона Южного Урала // Вопросы минералогии, геохимии и генезиса полезных ископаемых Южного Урала. — Уфа: БФАН СССР, 1982. — С. 52–56.

Римская-Корсакова М.Н., Дубинин А.В. Редкоземельные элементы в сульфидах подводных гидротермальных источников Атлантического океана // Докл. РАН. — 2003. — Т. 389, № 5. — С. 672–676.

Рыкус М.В., Сначев В.И. О вероятной модели золотообразования в рифейских толщах западного склона Южного Урала // Ежегодник—1997 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа, 1999. — С. 137–139.

Шарипова А.А., Мичурин С.В. Изотопно-геохимические и термоэлектрические характеристики сульфидов из рудопроявления Багряшка // Геология. Известия От-

деления наук о Земле и природных ресурсов АН РБ № 18. — Уфа, 2012. — С. 81–87.

Юргенсон Г.А. Типоморфизм и рудные формации. — Новосибирск: Наука, 2003. — 369 с.

Guangzhou M., Renmin H., Jianfeng G. et al. Existing forms of REE in gold-bearing pyrite of the Jinshan gold deposit, Jiangxi Province, China // Journal of rare earths. — 2009. — V. 27, No 6. — P. 1079–1087.

Fallick E., Boyce A.J., McConville P. Sulphur stable isotope systematics in diagenetic pyrite from the North Sea hydrocarbon reservoirs revealed by laser combustion analysis // Isotopes in Environmental and Health Studies. — 2012. — V. 48, No 1. — P. 144–165.

McConville P., Boyce A.J., Fallick A.E. et al. Sulphur isotope variations in diagenetic pyrite from core plug to sub-millimetre scales // Clay Minerals. — 2000. — V. 35. — P. 303–311.

Möller P., Kersten G. Electrochemical accumulation of visible gold on pyrite and arsenopyrite surfaces // Mineral. Deposita. — 1994. — V. 29. — P. 404–413.

Reich M., Kesler S.E., Utsunomiya S., Palenik C.S., Chryssoulis S.L., Ewing R.C. Solubility of gold in arsenian pyrite // Geochimica et Cosmochimica Acta. — 2005. — V. 69, № 11. — P. 2781–2796.

Сведения об авторах:

Мичурин Сергей Васильевич. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: s_michurin@mail.ru.

Шарипова Айсылу Азатовна. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: ajsylu_azatovna@mail.ru.

ISOTOPE GEOCHEMISTRY OF ORE GOLD BOGRJASHKA (SOUTH URALS)

S. V. Michurin, A. A. Sharipova

Michurin Sergej Vasil'evich. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: s_michurin@mail.ru.

Sharipova Ajsylu Azatovna. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: ajsylu_azatovna@mail.ru

Abstract. We generalize data on the isotopic composition of sulfur, carbon and oxygen, content of gold and silver, rare and rare earth elements in pyrites, host carbonate rocks and gabbro-diabase. It is established that the formation of sulphide mineralization in ore occurrences develops in several stages, involving the sulfur from a variety of sources, one of which had a “mantle” nature, and the second — a core.

Key words: Bashkirian meganticlinorium, gold, metasomatic, pyrite, the isotopic composition of sulfur, thermoelectric power.

УДК 550(470.57)

Г. И. Беликова

ЛАНТАНОИДЫ КАК ПРИРОДНАЯ АССОЦИАЦИЯ ЛИТОФИЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Аннотация: В работе рассмотрены особенности свойств редкоземельных элементов (REE), электронные структуры их атомов, распространенность в планетарном масштабе, содержания в отдельных типах пород для разных геодинамических обстановок. Приведены коэффициенты распределения REE в гетерофазных системах («расплав – кристалл», «расплав – флюид»). Рассматриваются разнообразные индикаторные функции и минералогия REE.

Ключевые слова: лантаноиды, редкоземельные элементы, свойства, распространенность, коэффициенты распределения, минералы.

Некоторые физико-химические свойства лантаноидов

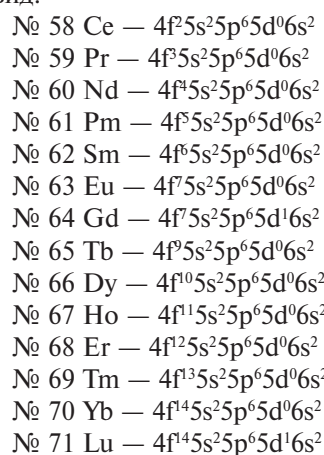
К лантаноидам (Ln) относят 14 редкоземельных элементов с номерами 58–71, непосредственно примыкающих к лантану. Среди редкоземельных элементов (rare earth elements — REE) наиболее распространены элементы с четными номерами: они составляют 88,5% от общего количества REE. Самые распространенные — церий и неодим. Относительно мало распространены тяжелые элементы (группа HREE, № 66–71), на их долю приходится около 14,5% от общей массы REE.

К настоящему времени название «редкие земли» не вполне отвечает понятию «редкие». Содержание наиболее распространенных Ce и Nd в земной коре больше, чем Ag, Au, Pb, Pt, Mo и некоторых других. Ресурсы лантаноидов в земной коре достаточно велики: суммарное содержание Ln составляет 0,016%, что равно содержанию меди, а медь к редким металлам не относят. Суммарный кларк REE превышает кларк Zn в три раза, Co — в 5 раз, Pb — в 10 раз, Mo — в 50 раз, W — в 165 раз, Ag — в 1600 раз, Hg — в 25 тыс. раз, Au — в 30 тыс. раз, другими словами, лантаноиды не столько «редкие», сколько рассеянные элементы.

Высоко ценил роль редкоземельных элементов в познании законов геохимии А.П. Виноградов, называя их плеядой *в системе Менделеева, самостоятельной звездной галактикой в мире всех других элементов* еще в 1956 г., а использование термина «редкие земли» в науке называл атавизмом.

Современное состояние аналитики позволяет индивидуализировать каждый элемент семейства REE.

Из-за большого сходства свойств и совместного присутствия лантан и иттрий нередко относят к семейству лантаноидов, хотя по электронной структуре REE, La и Y отличаются: иттрий является 4d-элементом, лантан — 5d-элементом, тогда как лантаноиды — 4f-элементами, то есть заполнение *f-подуровней* начинается у лантаноидов. Конфигурации электронных орбиталей *внешних* подуровней атомов редкоземельных элементов имеют вид:



Из схем распределения электронов по орбиталям видно, что два последних внешних уровня Q(5s5p5d) и P(6s) построены одинаково, достраивающийся электрон в каждом последующем элементе попадает в подуровень 4f-уровня N, более глубокого, размещающегося ближе к ядру. Подуровень 4f вмещает 14 электронов, что и определяет число элементов семейства лантаноидов. Сходство электронных структур лантаноидов обуславливает близость химических свойств REE, для методов классической аналитической химии эти элементы почти не отличимы.

Конфигурации внешних электронных оболочек редкоземельных элементов очень сходны, но не тождественны, что проявляется в некоторых закономерных изменениях свойств REE. Одно из них — уменьшение радиусов ионов от $1,18 \text{ \AA}$ у Ce^{3+} до $0,99 \text{ \AA}$ у Lu^{3+} — эффект так называемого лантаноидного сжатия (табл. 1).

Это связано с усилением действия положительного заряда ядра атомов на электронные слои. При этом в изменении ионных радиусов равнозарядных трехвалентных ионов REE (включая La) отмечается определенная закономерность, которую характеризуют как «парность»: наиболее близки значения радиусов ионов по парам: четный — нечетный элемент: Nd (№ 60) — Pr (№ 59); Sm (№ 62) — Eu (№ 63); Gd (№ 64) — Tb (№ 65); Dy (№ 66) — Ho (№ 67); Er (№ 68) — Tm (№ 69); Yb (№ 70) — Lu (№ 71). Для этих пар элементов в минералах REE проявляется прямая корреляционная связь между их содержаниями, а значения отношений остаются почти постоянными: Nd/Pr \approx 3; Sm/Eu \approx 10; (для Eu корреляция часто не соблюдается); Gd/Tb \approx 6; Dy/Ho \approx 6; Er/Tm \approx 6; Yb/Lu \approx 6 [Баринский, 1958].

В связи с величинами ионных радиусов REE отмечается, также, следующая закономерность: минералы крупноионных элементов Sr^{2+} , Ba^{2+} , K^+ (апатит, калиевый полевой шпат, стронцианит, барит и др.) проявляют себя как концентраторы лантаноидов с большими радиусами ионов (группы LREE), тогда как минералы элементов с меньшими радиусами: Mn^{2+} , Fe^{3+} и Zr^{4+} (кальцит, циркон, гранат, апатит, флоренсит) накапливают в большей мере тяжелые лантаноиды (HREE). Причиной этого считается большая склонность лантаноидов к изоморфизму.

Как известно, химические свойства элементов определяются внешними валентными электронами. Сходные электронные структуры развивают в атомах аналогичные химические свойства, настолько близкие, что атомы становятся трудноразличимы по химизму. С этим столкнулись первооткрыватели REE¹.

Все собственные минералы трехвалентных лантаноидов и их минералы-носители (циркон, циртолит, торит, гранаты, пироксид, колумбит, мо-

нацит, пироксены, ильменит, ксенотим, флюорит, эпидот и др.) представляют собой изоморфные смеси индивидуальных соединений редкоземельных элементов, эта закономерность не распространяется на Ce^{4+} , Eu^{2+} , Sm^{2+} и изредка на Pr^{4+} , Yb^{2+} , что связано с индивидуальными окислительно-восстановительными свойствами Ce, Pr, Sm, Eu, Yb, отчетливо проявляющимися в условиях разной специфики (кислотности) среды: лантаноиды, стоящие в начале ряда (LREE) имеют более основной характер, лантаноиды конца ряда (HREE) — более кислотные свойства. Оксиды легких лантаноидов являются достаточно сильными основаниями, по основности примерно сопоставимы с кальцием, тогда как оксиды тяжелых лантаноидов сходны в этом отношении с магнием. В соответствии со значениями нормального электродного потенциала (табл. 1) в щелочной среде Ce^{3+} неустойчив, окисляется до Ce^{4+} , последний, в свою очередь, неустоек в кислой среде и проявляет себя как сильный окислитель. Это свойство позволяет церию встраиваться в решетку ассоциирующего минерала в зависимости от кислотности-основности среды, так как размеры разнозарядных ионов неодинаковы.

В целом Ce выделяется из ряда лантаноидов не только своими ox/red свойствами, но и относительной распространенностью в солнечной системе, хондритах, Земле и ее структурах (табл. 2). Это самый распространенный лантаноид (не путать с распространенностью в отдельных минеральных видах). В породах церий лучше других лантаноидов коррелирует с цирконием, ниобием, из радиоактивных элементов — с торием.

Химические свойства редкоземельных элементов и их соединений настолько сходны, что окончательное разделение смеси лантаноидов стало возможным только с разработкой спектрального анализа, хроматографии, масс-спектрометрии.

Последний (по времени открытия) лантаноид — прометий (Pm).

Существование прометия было предсказано и поиски его велись еще с 1920-х годов. В 1945 г. прометий удалось выделить методом ионообменной хроматографии на амберлите из продуктов деления урана, а название элемента было утверждено комиссией IUPAC (Международный Союз чистой и прикладной химии) в 1950 г., годом открытия считают 1947 г.

Прометий — природный радиоактивный лантаноид, имеет 16 изотопов, самый устойчивый, но редко встречающийся — ^{145}Pm ($T^{1/2} \sim 18$ лет), наиболее распространенный — ^{147}Pm ($T^{1/2} = 2,7$ года), является короткоживущим. В этом причина труднодоступности прометия, в природных условиях элемент обнаружить очень сложно. Выделяют Pm из

¹ Шведский химик Карл Мозандер, выделивший в чистом виде лантан, открыл в 1943 г. две группы редкоземельных элементов: одну назвал «эрбий», другую — «дидим». Позднее выяснилось, что в группу эрбия входят, помимо самого эрбия (Er), иттрий (Y) и тербий (Tb), а названная «дидимом» (DiDi) группа включает празеодим (Pr), неодим (Nd); еще 5 новых редкоземельных элементов были выделены из эрбиевых и цериевых земель: эрбий, тулий (Tm), гольмий (Ho), самарий (Sm), гадолиний (Gd). Позднее были открыты диспрозий (Dy), европий (Eu) и лютеций (Lu). В природных условиях лантаноиды проявляют ряд особенностей.

Таблица 1

Некоторые свойства редкоземельных элементов

Символ элемента	La	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
Порядковый номер	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71
Атомная масса, г/моль	138,91	140,12	140,91	144,24	145 144,91	150,4	151,96	157,25	158,92	162,93	164,93	167,26	168,93	173,04	174,97
Атомный объем, см ³	22,43	20,7	20,79	20,60	19,96	20,0	29,00	19,79	18,11	18,97	18,65	18,29	18,12	24,75	17,96
Массовые числа природных изотопов, их % содержание (в скобках)	138(0,089) 139(99,91)	136(0,195) 138(0,265) 140(88,45) 142(11,10)	141 (160)	142(23,17) 143(12,2) 144(23,87) 145(8,29) 146(17,18) 148(5,72) 150(5,60)	He стабилен 141–154	144(2,87) 147(14,94) 148(11,24) 149(13,85) 150(7,36) 152(26,90) 154(22,24)	151(47,77) 153(52,23)	152(0,20) 154(2,15) 155(14,78) 155(14,78) 156(20,59) 157(15,71) 158(24,78) 160(21,79)	156(0,052) 158(0,090) 160(2,29) 161(18,88) 162(25,52) 163(24,97) 164(28,18)	159 (100)	165 (100)	162(0,136) 164(1,56) 166(33,41) 167(22,94) 168(27,08) 170(14,88)	169 (100)	168(0,4) 170(3,03) 171(14,34) 172(21,88) 173(16,18) 174(31,77) 176(12,65)	175(97,5) 176(2,5)
Атомный радиус, нм	0,1870	0,1810	0,1824	0,1818	0,183	0,1804	0,2042	0,1794	0,1773	0,1769	0,1759	0,1748	0,1742	0,1933	0,1737
Заряд иона	3 ⁺	3 ⁺ , 4 ⁺	3 ⁺ , 4 ⁺	3 ⁺	3 ⁺	2 ⁺ , 3 ⁺	2 ⁺ , 3 ⁺	3 ⁺	3 ⁺ , 4 ⁺	3 ⁺ (4 ⁺)	3 ⁺	3 ⁺	3 ⁺ (2 ⁺)	2 ⁺ , 3 ⁺	3 ⁺
Ионный (3 ⁺) радиус, нм	0,122	0,118	0,116	0,155	0,111	0,113	0,119	0,111	0,109	0,109	0,105	0,104	0,104	0,100	0,099
Нормальный электрод- ный потенциал, В	-2,52	-2,48	-2,47	-2,44	2,29	-2,41	-2,41	-2,40	-2,39	-2,35	-2,32	-2,30	-2,28	-2,27	-2,25
Потенциал ионизации, эВ	5,61	6,54	5,76	5,46	5,36	5,7	5,68	6,16	6,74	5,80	6,19	6,3	5,81	6,12	5,41
Температура плавления, °С	920	795	935	1024	1035 1168 1080	1072	826	1312	1356	1407	1461	1496	1545	824	1652
Температура кипения, °С	3470	3470	3130	3030	2730 3000	1900	1440	3000	2800	2600	2600	2900	1730	1430	3330
Год открытия	1839	1873	1885	1885	1947	1879	1901	1880	1843	1886	1879	1843	1879	1878	1907

Таблица 2

Содержания REE в солнечной системе, хондритах, земной коре

	La	Ce	Pr	Nd	Pm	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Исследователи
Солнечная система. Атомная распространенность по отношению к 10^6 атомов Si (атомные единицы)	0,47	1,38	0,19	0,88	—	0,28	0,10	0,43	0,061	0,45	0,093	0,28	0,04	0,22	0,036	G.G. Goles
Земная кора (по А.П. Виноградову [1962], среднее ppm) (по С.А. Тейлеру [1975])	29	70	9	37	—	8	1,3	8	4,9	5	1,7	3,9	0,27	0,33	0,8	А.П. Виноградов
	30	60	8,2	28	—	6	1,2	5,4	0,9	3	1,2	2,8	0,48	0,30	0,5	
Солнце, атомные единицы (по отношению к 10^6 ат. Si)	0,30	0,794	0,102	0,38	—	0,12	0,01	0,295		0,257		0,13	0,041	0,2	0,13	J.E. Ross, L.H. Alter
Углистые хондриты, ppm	0,24	0,637	0,096	0,473	—	0,154	0,058	0,204	0,037	0,257	0,056	0,166	0,025	0,165	0,025	L.A. Hoskin
	0,33	0,88	0,112	0,6	—	0,181	0,069	0,249	0,047	0,31	0,070	0,2	0,03	0,2	0,034	
	0,32	0,94	0,12	0,6	—	0,2	0,073	0,31	0,05	0,31	0,073	0,21	0,033	0,19	—	
Каменные метеориты, ppm	0,34	0,91	0,121	0,64	—	0,195	0,073	0,26	0,047	0,3	0,078	0,2	0,032	0,22	0,034	H. Wakita
	0,329	0,865		0,63	—	0,203	0,077	0,276	—	0,343	—	0,225	—	0,220	0,339	
	0,34	0,93	0,12	0,65	—	0,22	0,081	0,32	0,054	0,34	0,079	0,233	0,036	0,227	0,035	
Земная кора, ppm	0,31	0,50	0,10	0,60	—	0,20	0,08	0,40	0,05	0,35	0,07	0,20	0,04	0,20	0,035	А.П. Виноградов
	18,3	41,6	5,53	23,9	—	6,47	1,06	6,36	0,91	4,47	1,15	2,47	0,20	2,66	0,75	
	18,0	45,0	7,0	25,0	—	7,0	1,2	10,0	1,5	4,5	1,3	4,0	0,8	3,0	1,0	
Континентальная кора, ppm	35,2	63,2	8,7	32,2	—	6,1	1,9	6,7	2,2	4,6	1,3	2,7	0,7	2,4	1,2	Е. Алексиев
	18,0	46,0	5,5	24,0	—	6,5	0,5	6,4	0,9	5,0	1,2	4,0	0,4	2,7	0,8	
	30,0	60,60	8,2	28,0	—	6,0	1,2	5,4	0,9	3,0	1,2	2,8	0,48	3,0	0,5	
Верхняя часть континентальной коры, ppm	16,0	30,0	4,6	17,0	—	4,0	5,3	5,3	—	3,6	—	2,2	—	1,7	—	А.В. Ронов
	25,0	66,0	5,7	24,0	—	6,5	1,0	6,5	1,0	4,6	1,3	2,6	0,2	2,6	0,8	
	38,0	80,0	8,9	32,0	—	5,6	1,1	4,7	0,77	4,4	1,0	2,9	0,5	2,8	0,4	
Верхняя континентальная кора, ppm	32	63	8,7	29	—	5,7	1,3	6,2	0,89	4,8	1,6	2,7	0,49	2,5	0,51	Н.А. Григорьев
	32	66	6,3	36	—	4,7	0,95	2,8	0,51	2,9	0,62	—	—	1,5	0,27	
	11	23	2,8	12,7	—	3,17	1,17	3,13	0,59	3,6	0,77	2,2	0,32	2,2	0,29	
Океаническая кора, ppm	3,7	11,5	1,8	10,0	—	3,3	1,3	4,6	0,87	5,7	1,3	3,1	0,54	5,1	0,56	S.A. Taylor, S.M. MacLennan

смеси радиоактивных изотопов — продуктов распада урана (при работе ядерного реактора). Сведения о распространенности прометия в земной коре, хондритах, солнечной системе весьма скромные [Селинов, 1965].

Есть данные, что в 1968 г. удалось обнаружить ^{147}Pm в продуктах распада ^{235}U и ^{238}U из природных урановых руд в количестве ($4 \cdot 10^{-9}$ ppb).

Рассматривая лантаноиды как необычную для геохимии природную ассоциацию элементов, тесно связанных сходством свойств, но имеющих ряд особенностей поведения при изменении термодинамических параметров (РТХ) процессов формирования пород, приводим ряд таблиц по содержаниям REE в отдельных минералах, в отдельных типах пород, для разных геодинамических обстановок (табл. 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9).

REE в лунных породах

Обобщенная классификация лунных пород выделяет три группы:

1. Базальты лунных морей. Самые молодые из исследованных пород происходят из областей лунных морей (районы «темных пятен»). Главные минералы: пироксены, плагиоклазы, ильменит, оливины, встречаются и второстепенные минералы.

2. ANТ-породы, в них преобладают плагиоклазы и пироксены с подчиненным содержанием оливины. Название по аббревиатуре: анортозит-норит-троктолитовые, это самые древние (~4,6–3,6 млрд. лет), приурочены к «светлым пятнам», нагорьям, преобразованные термальным метаморфизмом лунные брекчии. Считается, что причиной нагревания послужили удары метеоритов, в результате

Таблица 3

Содержание REE в базит-пикритовых породах разных петрохимических типов мезопротерозойской провинции востока ВЕП (ppm), по [Носова и др., 2012]

№№ Образца	ВК-04	ВК-07	MD-02	AY02	LP-1/1	11816/096	Ish 18/1	11816/196	KURG-3	C7/49	Inz-22
Порода, форма залегания	Габродолерит, силл	Долерит, силл	Амфибол, плагиоклаз, сланец, дайка	Базальт, дайка	Амфиболитизированный долерит, силл	Оливиновый долерит, силлоподобный	Пикрит, глыбовые выходы	Пикрит, силлоподобные тела	Долерит, силл	Пикробазальт, скв. 7, силл	Пикробазальт, силл
Петрохимический тип	НТi	НТi	НТi	НТi	ЛТi	НТi	ЛТi	НТi	ЛТi	НТi	ЛТi
La	19	8,5	26	38	14	19	9,4	15	23	21	6,9
Ce	42	21	62	84	32	48	16	35	50	48	14
Pr	5,18	2,9	8,2	11	4,1	6,0	1,8	4,6	6,4	6,3	1,5
Nd	23	14	36	46	18	27	8,0	21	27	28	6,7
Sm	5,1	3,4	8,2	8,5	4,2	5,7	2,1	4,6	6,3	5,6	1,8
Eu	1,69	1,13	2,36	2,31	1,43	1,70	0,59	1,40	1,92	1,7	0,41
Gd	5,16	3,84	9,68	8,42	4,45	5,30	1,91	4,40	6,70	5,6	1,60
Tb	0,78	0,58	1,55	1,14	0,64	0,78	0,41	0,60	1,08	0,84	0,29
Dy	4,51	3,24	8,40	5,23	3,89	4,10	1,74	3,30	6,87	4,1	2,10
Ho	0,88	0,65	1,69	0,95	0,75	0,73	0,41	0,63	1,45	0,75	0,32
Er	2,40	1,79	4,76	2,65	2,04	1,90	1,27	1,50	4,03	2,1	1,3
Tm	0,33	0,23	0,63	0,34	0,26	0,24	0,17	0,19	0,60	0,27	0,16
Yb	2,11	1,49	3,98	1,91	1,66	1,50	1,15	1,20	3,74	1,6	1,3
Lu	0,30	0,21	0,53	0,27	0,21	0,21	0,19	0,16	0,56	0,22	0,19
(La/Yb) _N	6,47	4,10	4,68	14,28	6,10	9,14	5,85	8,67	4,36	9,55	3,81

Примечания: НТi — высокотитанистые, ЛТi — низкотитанистые разности базитов. Содержания REE даны в ppm, (La/Yb)_N нормированы к хондриту C1 [McDonough, Sun, 1995]

Таблица 4

Справочные данные по распределению REE в магматических породах (ppm)

№	Элемент	Средний состав основных расплавов, ppm				*Средний состав REE в источниках магм			**Сибирские траппы	***Гранитоиды батолитов
		N MORB	OIB	WPB	IAB	N MORB	OIB	WPB		
57	La	5,51	12,7	46,3	7,57	0,23	0,51	9,68	22	42,8
58	Ce	12,5	30,1	98,4	10,9	0,58	1,8	1,8	49	72,7
59	Pr	2,15	3,19	7,79	—	—	—	—	6,5	9,2
60	Nd	10,6	16,5	27,8	9,11	0,54	1,3	0,69	25,1	31,1
62	Sm	3,57	4,11	7,41	2,58	0,18	0,34	0,16	5,8	5,5
63	Eu	1,28	1,66	2,08	0,94	0,062	0,11	0,042	1,7	1,0
64	Gd	4,44	5,97	5,93	2,91	0,23	0,56	0,13	5,7	4,9
65	Tb	0,75	0,78	1,16	—	—	—	—	0,9	0,7
66	Dy	4,84	4,22	4,35	2,80	0,24	0,39	0,11	6,1	3,9
67	Ho	1,03	0,88	1,15	—	—	—	—	1,1	0,8
68	Er	3,06	2,13	2,13	1,70	0,16	0,026	0,052	3,2	2,4
69	Tm	0,42	0,34	—	0,26	—	—	—	0,4	0,3
70	Yb	2,99	1,94	2,27	1,62	0,15	0,25	0,25	2,8	2,2
71	Lu	0,45	0,29	0,31	—	0,022	0,026	0,007	0,4	0,3
39	Y	28,2	23,1	20,9	15,8	1,5	0,26	0,55	27	26
T °C		1227	1194	1199	1200					

Примечания: *Средний состав REE в источниках магм, смоделированных В.И. Коваленко [Коваленко и др., 2007a]; **Сибирские траппы по [Альмухамедов и др., 2004]; ***Гранитоиды батолитов по [Ярмолюк и др., 2013].

Таблица 5

Содержание REE в мантии (ppm)

Элементы	Деплетированная мантия			Мантия океанических плюмов	Мантия континенталь- ных плюмов	Примитивная мантия	
	Коваленко и др., 2007б	Workman, Hart, 2005	Salters, Strache, 2004	Коваленко и др., 2007б	Коваленко и др., 2007б	Palme, O'Neil, 2003	McDonough et al., 1995
La	0,23	0,192	0,234	2,1	0,648	0,686	0,648
Ce	0,61	0,55	0,772	6,0	1,786	1,786	1,675
Pr	—	—	—	—	—	—	0,254
Nd	0,57	0,581	0,713	2,2	1,327	1,327	1,250
Sm	0,20	0,239	0,270	0,56	0,431	0,431	0,406
Eu	0,068	0,096	0,107	0,144	0,162	0,162	0,154
Gd	0,47	0,358	0,395	0,59	0,571	0,571	0,544
Tb	—	—	—	—	—	—	0,099
Dy	0,531	0,505	0,531	0,531	0,711	0,711	0,574
Ho	—	—	—	—	—	—	0,149
Er	0,34	0,348	0,371	0,28	0,465	0,465	0,438
Tm	—	—	—	—	—	—	0,068
Yb	0,32	0,365	0,401	0,25	0,462	0,462	0,441
Lu	0,046	0,058	0,063	0,037	0,071	0,071	0,067
Y	3,1	3,28	4,07	2,66	4,37	4,37	4,300

Таблица 6

Содержание редкоземельных элементов в породах Магнитогорско-Мугоджарской палеоостроводужной системы, ppm, по [Зайков и др., 2001]

№	Порода, форма залегания	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Комплекс
Sh05	Риолит, дайка	4,76	10,50	1,51	6,42	1,86	0,50	2,17	0,44	2,67	0,60	1,77	0,30	1,96	0,38	Баймак-Бурибаевский, руч. Шанхай
Sh06	Долерит, дайка	3,25	7,24	1,12	5,15	1,65	0,59	2,00	0,41	2,34	0,54	1,51	0,29	1,50	0,30	
Sy04	Базальт	1,46	4,14	0,83	4,50	1,66	0,60	2,31	0,47	2,84	0,65	1,83	0,27	1,64	0,32	Карамалыташский, Сибайский карьер
Sy17	Базальт	0,42	1,13	0,26	1,24	0,63	0,20	0,86	0,24	1,32	0,34	0,94	0,16	0,91	0,21	
Km03	Базальт	1,20	3,10	0,56	2,77	1,14	0,42	1,54	0,36	2,17	0,51	1,45	0,24	1,48	0,30	Карамалыташский, Карамалыташский вулкан
Kt06	Риолит	1,90	6,13	1,15	6,13	2,43	0,54	3,31	0,74	4,87	1,12	3,31	0,53	3,49	0,59	Карамалыташский
03	Плагио-гранит	4,19	9,98	1,48	6,28	1,66	0,48	1,70	0,34	1,81	0,41	1,16	0,19	1,11	0,24	Баймак-Бурибаевский, Богаческий массив
07	Плагио-гранит	4,34	9,93	1,49	6,38	1,66	0,48	1,79	0,35	1,85	0,42	1,15	0,19	1,15	0,24	
08	Дацит	6,32	13,37	1,84	6,98	1,24	0,30	1,05	0,19	0,88	0,23	0,65	0,12	0,78	0,19	Баймак-Бурибаевский, Куль-Юрт-Тай*

Таблица 7

Содержание REE в гранатах, клинопироксенах, цирконах, биотитах и апатите (ppm)

	Grt*		Cpx*		Zrn*		Zrn*	Gnt*	Bt	Ap	Grt ск	Ap
	с	г	с	г	До Grt	Одно-временно с Grt	Grt	В контакте	№ 4	№ 201	№ 29	
La	0,038	0,34	3,18	3,56	3,54	0,32	0,01	1,95	249,56	0,20	250,13	
Ce	0,36	0,98	11,36	11,61	89,8	3,21	0,04	2,22	581,76	0,65	256,29	
Pr					5,49	0,10			82,71	0,28	83,52	
Nd	1,11	1,42	9,04	8,73	82,3	0,58	0,19	1,74	383,94	2,0	400,71	
Sm	0,96	0,94	2,22	2,22	20,4	2,24	1,22	0,52	74,12	0,87	78,17	
Eu	0,42	0,46	0,62	0,64	5,56	1,26	0,89		18,58	2,57	19,39	
Gd	1,63	1,67	1,45	1,33	35,6	25,8	25,2		53,44	1,18	57,67	
Tb									4,58	0,1	5,02	
Dy	2,83	3,19	1,10	1,05	90,0	62,0	80,3	0,56	20,33	1,01	21,75	
Ho									3,09	0,24	3,31	
Er	2,21	2,52	0,44	0,29	133	37,0	79,6	0,13	6,40	0,67	6,83	
Tm									0,69	<0,1	0,71	
Yb	2,29	2,59	0,27	0,18	279	24,9	110	0,19	3,48	0,37	3,45	
Lu					46,9	4,64			0,44	<0,1	0,45	
Y	20,2	20,2	4,14	4,01	909	483	730	0,68	71,88	20,21	77,91	
Th					47,3	2,17			12,00	<0,1	10,54	
²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb					2095±67	1863±29						

Примечания: Grt*, Cpx* — гранатовые лерцолиты из кимберлитов, тр. Удачная [Соловьева и др., 2008]; Zrn*, Zrn**, Cpx**, Bt — Шуерецкое месторождение гранатов, Карелия [Скублов и др., 2009]; Grt-ск — золото-скарновое месторождение Crown jewel, Северная Америка [Gaspar et al., 2008]; Ap-4 — апатит из рудных пироксенитов, Суоярмский массив, Средний Урал [Шагалов и др., 2009]; С — центр кристалла; г — край кристалла.

Таблица 8
Содержание REE и Y (ppm) в породах Карабутакского комплекса (Западно-Магнитогорская зона), по [Иванов и др., 1986]

	Долеритовые дайки, Карабутакский комплекс	ЗМЗ, нижний карбон	МЗ, березовская свита, нижний карбон	Базальты лав, верх березовской свиты
La	6,2	12,2	25,3	2,8
Ce	13,5	32,8	37,7	8,1
Nd	9,7	15,2	24,5	4,5
Sm	2,3	4,7	6,9	2,2
Eu	1,6	2,2	1,2	0,73
Gd	3,3	5,3	5,5	2,0
Dy	2,9	3,5	7,2	2,8
Ho	0,65	0,77	0,75	0,47
Er	1,8	2,0	2,7	1,6
Tm	0,29	0,29	0,30	0,22
Yb	1,30	0,6	2,8	1,8
Lu	0,24	0,22	0,25	0,25
Y	16,3	17,1	25,9	19,7

Таблица 9
Содержание оксидов REE в акцессорном монаците из разных типов пород (в масс.%)

Компонент	I	II	III Монацит	
	Монацит			
La ₂ O ₃	14,58	14,13	7,58	3,30
Ce ₂ O ₃	30,61	28,12	26,44	15,63
Pr ₂ O ₃	3,52	3,18	4,97	3,26
Nd ₂ O ₃	14,22	12,34	17,98	19,32
Sm ₂ O ₃	0,94	0,80	2,87	5,64
Eu ₂ O ₃	0,50	0,36	—	1,13
Gd ₂ O ₃	0,99	1,26	1,71	2,04
Tb ₂ O ₃	0,02	0,04	—	—
Dy ₂ O ₃	0,09	Н.д.	0,93	-
Ho ₂ O ₃	0,02	0,02	—	—
Er ₂ O ₃	—	0,03	н.д.	н.д.
Tm ₂ O ₃	0,17	0,15	н.д.	н.д.
Yb ₂ O ₃	н.д.	0,01	н.д.	н.д.
Lu ₂ O ₃	н.д.	н.д.	н.д.	н.д.

Примечания: I — Монацит из карбонатных пород; II — Монацит из мусковитовой зоны; III — Монацит из филлитизированных монацит содержащих сланцев (хр. Б. Шатак), по [Алексеев, Тимофеева, 2007 г.].

перекристаллизации сформировались интенсивно измененные структуры. ANT-брекчии могут содержать до 11% REE.

3. KREEP-породы иногда называют KREEP-базальты. Встречаются в виде стекловатых разностей и метаморфизованных брекчий. Породы обогащены калием (K), редкоземельными элементами (REE), фосфором (P) — отсюда название — KREEP. Для KREEP пород характерны фосфаты — витлокит, содержащий в лунных породах до 10% REE, апатит — обогащен REE. В KREEP-породах отсутствует или содержится в небольших количествах оливин, тогда как в других лунных породах оливин занимает третье место по распространенности.

Содержания REE в лунных породах, а также в лунных метеоритах приведены в табл. 10.

Коэффициенты распределения редкоземельных элементов

Приуроченность элементов к определенной фазе в гетерогенной системе обусловлена рядом факторов.

Из теории термодинамики следует, что распределение компонентов между сосуществующими фазами закономерно меняется в зависимости как от физических параметров (давления, температуры), так и термодинамических свойств *самих компонентов* (состава системы, коэффициентов активности компонентов в фазах). Упрощенное выражение для коэффициентов распределения имеет вид:

$$\frac{x_i^A}{x_i^B} = K_i^{A/B}, \quad (1)$$

где x_i — концентрация компонента i ; A, B — фазы, K_i — коэффициент распределения для систем: твердая фаза (S) — расплав (L), твердая фаза (S) — флюид (FI).

Преобразование термодинамических соотношений приводит к выражению:

$$\frac{d \ln K^{L/S}}{dp} = \frac{\Delta V^{L/S}}{RT}, \quad (2)$$

где L — расплав, S — кристаллизующаяся фаза, ΔV — изменение объема, T — абсолютная температура.

Из выражения (2) следует, что расплав должен содержать компонента i больше, чем твердая фаза, если $K^{L/S} > 1$ и коэффициент распределения будет возрастать с увеличением температуры и понижением давления. Это правило соблюдается не всегда, т.к. влияет структурный фактор, имеют значение величины ионных радиусов, например, при изоморфизме $Fe^{3+} \rightarrow Mg^{2+}$ и $Fe^{2+} \rightarrow Mg^{2+}$.

Содержание REE (в ppm) в лунных метеоритах, материковой коре луны, базальте и лунном реголите, по [Демидова и др., 2007]

	Метеорит из Омана материковый Dho-304	Средне-взвешенное материковых метеоритов	Средне-взвешенное морских метеоритов	Смешанные метеориты средне-взвешенные	Материковая кора	Лунная поверхность*	Лунный базальт \bar{y} Apollo 1A
La	4,1	2,15	11,5	6,0	2,15	5,4	18
Ce	9,0	5,46	30,6	14,8	5,48	14,0	54
Nd	4,7	3,2	20,7	9,4	3,34	9,1	46
Sm	1,3	0,97	6,3	2,8	1,80	2,8	15
Eu	0,74	0,85	1,10	0,76	0,87	0,93	1,9
Gd	—	1,2	—	—	—	—	20
Tb	0,30	0,21	1,52	0,61	0,22	0,63	3,6
Dy	—	1,5	—	—	—	—	25
Ho	—	0,34	—	—	—	—	4,9
Yb	1,1	0,78	5,36	2,4	0,80	2,30	13
Lu	0,18	0,12	0,75	0,36	0,12	0,33	1,7

Примечания: «—» — элемент не определялся; * — определение относится к слою лунного реголита мощностью в несколько десятков см (это образцы, собранные на Луне с мест посадки автоматических станций, т.е. выборка не представительна).

Если $K^{L/S} < 1$, то распределение компонента осуществляется в пользу твердой фазы.

Коэффициенты распределения REE в системах «расплав – плагиоклаз» [Robinson, 1998], «расплав – гранат» экспериментально определены для $T = 1150–1250^\circ\text{C}$, $p = 1$ бар [Жариков, 2005]. Более детально изучены коэффициенты распределения REE в системах «флюид – базальтовый расплав» ($T = 1100^\circ\text{C}$, $p = 1, 3, 5, 8, 10, 12$ кбар), «флюид – гранитный расплав» ($T = 800^\circ\text{C}$, $p = 1,25$ бар) [Жариков и др., 1975; Жариков, Горбачев, 1999, 2004; Жариков, 2005], расплав/оливин (форстерит) [Урусов, 2006].

Экспериментально изучалось распределение редких элементов, включая REE, в системе «силикатно-карбонатный расплав – гранат, клинопироксен» при 7 GPa [Кузюра и др., 2009]. Значения коэффициентов распределения REE в силикатных расплавных системах и силикатно-карбонатных указывают на общую закономерность: LREE распределяются в расплав, тогда как HREE концентрируются в кристаллической фазе.

Значения коэффициентов распределения REE в системах «кристаллическая фаза – расплав», «флюид – расплав» для клинопироксена, ортопироксена, оливина, плагиоклаза, роговой обманки, граната, магнетита приведены в табл. 11.

В табл. 11 обращают на себя внимание значения коэффициентов распределения Eu^{2+} и Eu^{3+} (равновесие плагиоклаз – расплав). Широко распространено объяснение отрицательной европиевой аномалии присутствием плагиоклаза, как полагаем,

не столь однозначно. Значения коэффициентов распределения Eu^{3+} и Eu^{2+} значительно отличаются и знак европиевой аномалии (δEu) может означать не столько присутствие больших количеств плагиоклаза, сколько указывать на восстановительность (окислительность) среды кристаллизации. По поводу причин появления δEu существуют разные гипотезы и проблема европиевой аномалии должна рассматриваться в комплексе с аномалиями других лантаноидов.

Кривые распределения REE в зависимости от размера иона лантаноида нередко носят резкий, изломанный характер, наклон к оси абсцисс или в противоположную сторону. Подобные кривые отвечают сложным многоэтапным процессам магматической дифференциации, монотонные, пологие линии соответствуют спокойному «примитивному» плавлению. Следует заметить, что четкие, выразительные спектры распределения REE получаются при изучении тщательно отобранных мономинеральных фракций кристаллической фазы. В противном случае спектры искажаются из-за твердофазных включений и других макродефектов кристаллов. Контрастная дифференциация REE в гранатах из гранат-пироксенитовых пород массива Миндяк, гранатах из эклогитов Максютковского метаморфического комплекса установлена в работах [Салихов и др., 2010; Рахимов и др., 2011; Беликова, Мороз, 2014]. Спектры распределения имеют ступенчатый вид из-за отсутствия легких лантаноидов (содержания LREE на уровне bdl). Основной вклад

Таблица 11

Коэффициенты распределения REE между кристаллической фазой, высокотемпературным флюидом и базальтовым расплавом

	Равновесие минерал – расплав, T = 1300 °C		Флюид – базальтовый расплав, T = 1100 °C, P=10 кбар, по [Жариков и др., 2005]	Равновесие оливин (форстерит) – расплав, по [Урусов и др., 2006]	Распределение минерал – расплав, по [Robinson, 1998]				
	Cpx/L	Grt/L			Fl/L	Ol/L	Pl/L	Amph/L	Mt/L
La	0,035	0,0011	0,092	0,002	0,148	0,544	2	0,001	0,03
Ce	0,055	0,008	0,076		0,082	0,843	2	0,007	0,02
Nd	0,15	0,049	0,084	0,002	0,055	1,340	2	0,026	0,03
Pr			0,093						
Sm	0,25	0,21	0,097	0,0054	0,039	1,804	1	0,102	0,05
Eu	0,32	0,345	0,084		0,1* 1,5**	1,557	1	0,243	0,05
Gd	0,30	0,54	0,097	0,022					
Tb			0,105						
Dy	0,35	1,591	0,093		0,023	2,024	1	1,940	0,15
Ho			0,102						
Er	0,37	1,702	0,098	0,02	0,020	1,740	1,5	4,700	0,23
Tm			0,103	0,103					
Yb	0,37	4,0	0,096	0,096	0,023	1,642	1,4	6,167	0,34
Lu	0,37		0,104	0,1	0,019	1,563		6,950	0,42
Y		2,5	0,079						

Примечания: * – Eu³⁺; ** – Eu²⁺.

в содержание REE вносят тяжелые лантаноиды. В зональном кристалле граната из эклогитов Максютковского комплекса по профильному срезу через центр кристалла отмечается – δ Eu, абсолютное значение δ Eu в центре кристалла ниже, чем в краевых точках. Между значениями – δ Eu и концентрациями REE отмечается прямая зависимость, для всех изучавшихся кристаллов установлена прямая корреляция между Σ HREE и Y. Наличие – δ Eu и возрастание дефицита Eu к периферии кристалла можно интерпретировать как переход $\text{Eu}^{3+} + \bar{e} \rightarrow \text{Eu}^{2+}$ (роль донора электронов способен выполнять Y, следовательно при формировании краевой части гранатового кристалла среда минералообразования характеризовалась большей окислительностью и большей кислотностью), что подтверждается и возрастанием Σ HREE от 26,3 ppm в центре до 49,33 ppm по периферии кристалла. Все изучавшиеся нами гранаты выполняют роль концентраторов HREE, проявляя высокую степень некогерентности к расплаву.

Минералогия

Минералогия REE достаточно разнообразна. По данным разных авторов, общее количество собственных минералов REE и минералов, содержащих REE в виде примесей, составляет около 350, причем

минералы, содержащие легкие лантаноиды накапливаются главным образом в полевых шпатах, тогда как HREE – по большей части в габбро, перидотитах, базальтах, дунитах, из минералов – гранатах, цирконе, пироксенах, плагиоклазах.

Основными источниками сырья для извлечения REE в течение длительного времени считались фосфаты: монацит (Ce, La, Th)[PO₄], состав (средний): Ce₂O₃ – от 21 до 32,3%, La₂O₃ – 28–41,8%, P₂O₅ – 24,9–29,7%. Присутствуют Th – до 32%, Si – до 6%, U – до 6,6%; ксенотим (Y[PO₄]), состав: Y₂O₃ – 61,40%, P₂O₅ – 38,6%. В виде примесей: Th, Zr, Ce, U. Y может замещаться HREE, часто – эрбием.

С открытием месторождений карбонатитов и флюорит-барит-карбонатных месторождений типа Маунтин-Пасс (Калифорния) появился новый тип сырья в виде фтор-карбонатов редких земель (бастнезит: Ce[CO₃]F). Позже были найдены руды, в которых источниками REE являются итросинхизит (доверит) и черчит (Ce, Y)PO₄·2H₂O.

В списке собственных минералов REE, приводимом в работе [Михайлов, 2010], включены: ксенотим – YPO₄ (61,40), монацит – CePO₄ (69,73), рабдофанит – (Ce, Y)PO₄·H₂O (64,83), черчит – (Y, Ce)PO₄·2H₂O (51,34), бастензит – Ce[CO₃]·F (74,77), паризит – Ce₂Ca(CO₃)₃·F₂ (60,89), синхизит –

CaCeF[CO₃]2F (51,25), Y-синхизит — YCa[CO₃]2F, браннерит — (U, Ca, Fe, Y, Th)₃·Ti₅O₁₆ (9,75), кнопит — (Ca, Ce)(Ti, Fe)O₃, лопарит — (Na, Ce, Ca ...)(Nb, Ti)O₃ (35,06), пироклор — (Na, Ca, Ce ...)(Nb, Ti)₂O₆ (F, OH) (11,5), приорит — (Y, Er, Ca, Th)(Ti, Nb)₂O₆, самарскит — (Y, Er, Ce)₄(Nb, Ta)₆O₂₁ (16,6), фергусонит — (Y, Er, Ce ...)(Nb, Ta, Ti)O₄ (51,28), эвксенит — (Y, Ce, Ca ...)(Nb, Ta, Ti)₂O₆ (40,0), иттрофлюорит — (Ca, Y)·F₂₋₃ (20,9), гадолинит — (Y, Ce)₂FeBe₂(Si₂O₁₀) (55,4), иттриалит — (Y, Th)₂(Si₂O₇) (51,7), в скобках указаны максимально возможные (теоретические) содержания REE в масс. %.

Важнейшие индикаторные свойства REE

1. Распределение REE в породах часто используется для того, чтобы охарактеризовать процессы магматической дифференциации. Так как коэффициенты распределения $K^{L/Ln}$ (расплав — редкоземельный элемент) индивидуальны для минералов, то кривые, отвечающие изменению содержания лантаноида в процессе дифференциации также индивидуальны и характеризуют обогащение или обеднение расплава в процессе кристаллизации. Свойства основных породообразующих минералов (плагиоклаз, пироксены, амфиболы, гранат) таковы, что $K^{L/Pl} > 1$; $K^{L/Cpx}$; $K^{L/Hfb}$; $K^{L/Grt} < 1$; $K^{L/Opx} \approx 1$. Это означает, что расплав всегда обогащен REE (кроме Eu) относительно плагиоклаза и обеднен тяжелыми лантаноидами при кристаллизации граната, клинопироксена, роговой обманки, тогда как легкие лантаноиды обычно распределяются в пользу расплава. Относительно ортопироксена подобной определенности нет, поскольку $K^{L/Opx} \approx 1$.

Чем контрастнее магматическая дифференциация, тем круче наклон кривой распределения REE для минеральной фазы в соответствии с коэффициентами распределения $K^{L/F}$.

Общепринятое графическое отражение фракционирования представляет диаграмму: Ln по атомным массам (или по уменьшению ионного радиуса REE³⁺) — ось x, содержание (или нормированное содержание) — ось y.

Признаком многоэтапности процессов магматической дифференциации, как отмечалось, является крутой наклон ломанных кривых распределения REE.

Построение распределения REE — наиболее часто применяемый метод изучения REE. Для решения генетических задач содержание REE нормируют к источникам, по возможности приближенным к «материнским»: составу примитивной мантии, составу коры (континентальной, океанической, валовому составу, верхней части континентальной коры), среднему составу вме-

щающих пород, определенному типу пород, хондритам и т.д.

При нормировании по хондритам с целью выяснения генезиса пород важен выбор типа хондрита. Есть смысл REE нормализовать по обыкновенным, но не по углистым (число углистых хондритов от общего количества упавших метеоритов на Землю составляет всего 2,5%). Углистые хондриты делят на 3 типа C1, C2, C3, для корректности должен указываться тип, выбранный в качестве эталона.

Из всех типов хондритов наиболее распространены обыкновенные хондриты, подразделяемые на типы:

1 тип — неравновесные, высокотемпературные ($\approx 1200^\circ\text{C}$), кристаллизовались с образованием зональных кристаллов и вулканического стекла, близки к вулканическим породам Земли.

Промежуточные — 2 тип — стеклосодержащие породы с однородными зернами минералов.

Низкотемпературные ($\approx 1000^\circ\text{C}$) — 3 тип, равновесные полностью раскристаллизованные породы с однородными составами минеральных зерен.

Хондриты 2 и 3 типов являются чисто магматическими.

Равновесные обыкновенные хондриты более соответствуют земным плутоническим породам, тогда как состав углистых хондритов отвечает усредненному составу Земли. Вид спектров распределения REE при нормировании по C1 и обыкновенному хондриту различен, в чем легко убедиться, пронормировав один и тот же образец на разные типы хондритов.

Традиционно подавляющее большинство нормирований выполняется для углистого хондрита, хотя использовать их для идентификации иногда бывает затруднительно: так, спектры нормированных на хондрит (C1) редкоземельных элементов при степени дифференциации $(\text{Ce}/\text{Yb})_N$ в интервале 11–15, характерны для островодужных базальтов (IAB), базальтов океанических островов (OIB), а также базальтов (EMORB-типа) и не могут быть однозначно интерпретированы без использования дополнительных индикаторных признаков.

Базальты и риолиты четко идентифицируются при нормировании REE к примитивной мантии (PM), а для оценки протолита гранитовых пород более информативными могут оказаться результаты нормирования по примитивной мантии, по валовой континентальной коре.

2. В геохронологических исследованиях часто используются Sm–Nd отношения:

— построение изохрон в координатах $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, наклон которых и взаимное размещение служат источником информации

о возрасте пород. В решении петрологических задач важную роль играют величины ϵNd (initial $^{143}Nd/^{144}Nd$). Поскольку ^{143}Nd нестабильный изотоп, то ϵNd характеризует и степень деплетированности источника;

— все элементы группы REE (кроме Pr, Pm, Tb, Tm) имеют по несколько природных изотопов (La — 2, Ce — 4, Nd — 7, Sm — 2, Gd — 7, Dy — 7, Er — 6, Yb — 7, Lu — 2). Среди естественных изотопов REE пять элементов имеют изотопы с большим периодом полураспада: ^{138}La , ^{142}Ce , ^{144}Nd , ^{147}Sm (об изотопах Nd и Sm сказано выше), ^{176}Lu , благодаря чему они так же могут быть использованы для определения абсолютного возраста (по отношению к продуктам распада).

3. Некоторые из редкоземельных элементов в сочетании с элементами групп LILE и HFSE образуют постоянные индикаторные отношения, характерные для магматических и метаморфизованных пород. В качестве геохимических меток применяются разные отношения: Ln/X или X/Ln, или Ln(1)/Ln(2): (La/Sc)_N; (Sc/La)_N; Lu/Hf; Ce/Pb; Th/Yb; Ta/Yb; (Nb/La)_N; (Yb/La)_N; (Yb/Gd)_N.

— Систематика индикаторных отношений может использоваться при оценке степени обогащенности (обедненности) пород отдельными подгруппами REE, для уточнения геохимических характеристик мантийных резервуаров, для выяснения геодинамических обстановок, при решении других задач.

— К примеру: отношение La/Sm >1,75 характеризует высокое обогащение породы легкими лантаноидами;

— Систематика парных отношений La/Sc и Ti/Zr позволяет детализировать геодинамическую позицию пород: значения La/Sc ≈5–10 при Ti/Zr ≈1–8 характерны для платобазальтов пассивных континентальных окраин, тогда как значения La/Sc ≈2–5 при Ti/Zr ≈10–22 — для активных континентальных окраин.

— Систематика по средним значениям Nb/Yb и Th/Yb позволяет конкретизировать природу базальтов:

Для N-MORB	Nb/Yb ≈3–4;	Th/Yb ≈0,04
E-MORB	Nb/Yb ≈10;	Th/Yb ≈0,25
OIB	Nb/Yb ≈30;	Th/Yb ≈1,5

— Высокие отношения Ce/Pb ≈10 характерны для тектонических обстановок внутриплитного растяжения.

— Величина La/Nb выполняет на диаграмме La/Nb–Hf/Sm роль субдукционной метки. Значения La/Nb >1,4 указывают на возможную контаминацию эффузивных пород в зоне влияния субдукции.

— Степень контаминации магмы коровым материалом оценивают по величине отношения

Th/Yb; большие значения — показатель высокой степени контаминации магмы.

— Повышение содержаний REE (50–100 ppm), коррелирующих с содержанием Ti в роговых обманках, является индикатором роста степени метаморфизма [Скублов и др., 2009]. В качестве примера комплексного использования индикаторных отношений REE и элементов групп LILE и HFSE для оценки геодинамических обстановок можно привести следующие признаки: высокие значения отношений LILE/HFSE, Nb/Nb* = 0,23; Ta/Ta* = 0,21–0,31; Ti/V = 12,61–17,76; Zr/V = 2,19–2,83; (La/Yb)_N = 1,44–2,45 — островодужные толеиты, высокие отношения Th/Yb и Ta/Yb — типичны для надсубдукционных вулканитов континентальных окраин [Леднева, 2002].

В заключение можно отметить, что лантаноиды (REE) — уникальная природная ассоциация литофильных микроэлементов, объединенных сходством электронных структур атомов и, как следствие, близостью химических свойств, почти не отличимых методами классической аналитической химии. Лантаноиды очень редко встречаются разрозненно, проявляют большую склонность к изоморфизму. Благодаря особым оптическим свойствам широко востребованы в радиотехнике, микроэлектронике (лазеры, мазеры, поглотители УФ-излучения, поглотители тепловых нейтронов, присадки к сталям, люминофоры, поглотители рентгеновского излучения, миниатюрные атомные батареи, оптические стекла, ювелирные изделия — все это производится с использованием REE). Лантаноидам присущ ряд физико-химических свойств, в разной мере характерных как для всей группы, так и для конкретных элементов, что позволяет использовать REE в качестве разнообразных геохимических индикаторов, своего рода геохимических «меток». Приведенные в тексте материалы по индикаторным свойствам охватывают лишь часть установленных закономерностей, утверждений, предположений и т.п.

Литература:

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Золотухин В.В. Вещественная эволюция пермотриасовых базальтов Сибирской платформы во времени и в пространстве // Петрология. — 2004. — Т. 12, № 4. — С. 339–353.

Баринский Р.Л. О соотношении четных и нечетных редкоземельных элементов в различных минералах // ДАН СССР. — 1958. № 3. — С. 573–576.

Беликова Г.И., Мороз Т.Н. К геохимии гранатов из гранат-пироксенитовых пород массива Миндяк (Южный Урал) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных тер-

риторий: Матер. 10 Межрегион. науч.-практич. конф. – Уфа: ДизайнПресс, 2014. – С. 133–138.

Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры // Геохимия. – 1962. – № 7. – С. 555–571.

Демидова С.И., Назаров М.А., Лоренц К.А., Курат Г., Брандштеттер Ф., Нгафлос Г. Химический состав лунных метеоритов и вещества лунной коры // Петрология. – 2007. – Т. 15, № 4. – С. 416–437.

Жариков В.А. Основы физической геохимии. – М.: Наука. – 2005. – 654 с.

Жариков В.А., Иванов И.П., Литвин Ю.А., Ишбулатов Р.А. Экспериментальное изучение плавления пород щелочноземельной серии при давлении 45 кбар // ДАН СССР. – 1975. – Т. 220, № 4. – С. 936–938.

Жариков В.А., Горбачев Н.С. Распределение редкоземельных элементов и иттрия между флюидом и базальтовым расплавом при $T = 1100^\circ\text{C}$ в интервале $P = 1\text{--}12$ кбар // ДАН. – 1999. – Т. 367. – С. 243–246.

Жариков В.А., Горбачев Н.С. Поведение редкоземельных элементов в флюидно-магматических системах (по экспериментальным данным) // Экспериментальная минералогия. Некоторые итоги на рубеже столетия. – М.: Наука, 2004. – Т. 1. – С. 21–37.

Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. – Миасс: ИМИН РАН, 2001. – 315 с.

Иванов В.В., Самаркин Г.И., Семенов И.В., Пумпянский А.М. Природа раннекарбонатных депрессий Южной части Урала // Формирование земной коры Урала. – М.: Наука, 1986. – С. 156–161.

Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.В. Летучие компоненты в базальтовых магмах и мантийных источниках океанических островов: II. Оценка содержаний в мантийных резервуарах // Геохимия. – 2007а. – № 4. – С. 355–369.

Коваленко В.И., Наумов В.Б., Гирнис А.В., Дорофеева В.А., Ярмолюк В.В. Средние составы магм и мантии срединно-океанических хребтов и внутриплитных океанических и континентальных обстановок по данным изучения расплавленных включений и закалочных стекол базальтов // Петрология. – 2007б. – Т. 15, № 4. – С. 361–396.

Кузюра А.В., Литвин Ю.А., Уолл Ф., Джеффрис Т. Распределение редких элементов между гранатом, пироксеном и частичным алмазобразующим расплавом карбонатита при 7 ГПа // Матер. 10 Международной конф. Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле (памяти проф. Ю.С. Геншафта). – М., 2009. – С. 209–213. <http://www.brk.adm.yar.ru/txt/petroconf2009.pdf>

Леднева Г.В. Петрология и геохимия верхнемеловых магматических комплексов западной Камчатки // Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков: Мат-лы Всеросс. конф. – М.: Связь-ПРИНТ, 2002. – Т. 2. – С. 131–133.

Михайлов В.Р. Редкоземельные руды мира: геология, ресурсы, экономика. – Киев: Полиграф. центр «Киевский университет», 2010. – 223 с.

Носова А.А., Сазонова Л.В., Каргин А.В., Ларионова Ю.О., Горожанин В.М., Ковалев С.Г. Мезопротерозойская внутриплитная магматическая провинция Западного Урала: Основные петрогенетические типы пород и их происхождение // Петрология. – 2012. – Т. 20, № 4. – С. 392–428.

Рахимов И.Р., Беликова Г.И., Мороз Т.И., Салихов Д.Н. Новые данные о распределении микроэлементов в гранатах Максютковского габброидного комплекса, Южный Урал // Металлогения древних и современных океанов – 2011. Рудоносность осадочно-вулканогенных и гипербазитовых комплексов. – Миасс: ИМИН УрО РАН, 2011. – С. 258–262.

Салихов Д.Н., Беликова Г.И., Мороз Т.И. О зональности гранатов из эклогитов Максютковского метаморфического комплекса (Южный Урал) // Магматизм и метаморфизм в истории Земли: Матер. XI Всеросс. петрограф. совещ. – Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2010. – Т. 2. – С. 209–210.

Селинов И.П. Прометий // Краткая химическая энциклопедия: В 5 т. – М.: Советская энциклопедия, 1965. – Т. 4. – С. 349–350.

Скублов С.Г., Левский Л.К., Марин Ю.Б., Гембицкая И.М., Азимов П.Я., Ларионов А.Н. Возраст, геохимия минералов и условия образования Шуерещкого месторождения гранатов (Беломорский пояс) // Докл. РАН. – 2009. – Т. 429, № 5. – С. 661–667.

Соловьева Л.В., Лаврентьев Ю.Г., Егоров К.Н., Костровицкий С.И., Королюк В.Н., Суворова Л.Ф. Генетическая связь деформированных перидотитов и мегакристов граната из кимберлитов с астеносферными расплавами // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, № 4. – С. 281–301.

Тейлер Р.Дж. Происхождение химических элементов. – М.: Мир, 1975. – 232 с.

Урусов В.С., Дудникова В.Б., Жариков Е.В. Кристаллохимический и энергетический анализ коэффициентов распределения примесей при кристаллизации из расплава (на примере оливина) // Геохимия. – 2006. – № 1. – С. 23–37.

Шагалов Е.С., Холоднов В.В., Пучков В.Н., Киселева Д.В., Жилин И.В. Апатит пироксенитов Суоямского массива // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: Матер. 3 международн. конф. – Екатеринбург, 2009. – Т. 2. – С. 270–273.

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.

Gaspar M., Knaack C., Meinert L.D., Moretti R. REE in skarn systems: ALA ICP MS study of garnets from the Crown Jewel gold deposit // Geochim. Cosmochim. Acta. – 2008. – V. 72. – P. 185–205.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. – 1995. – V. 120. – P. 223–253.

Palme H., O'Neill H.St.C. Cosmochemical estimates of mantle composition // Treatise on Geochemistry. – 2003. – V. 2. – P. 1–38.

Robinson J.A.C., Wood B.J. The depth of the spinel to garnet transition at the peridotite solidus // Earth Planet. Sci. Lett. – 1998. – V. 164. – P. 277–284.

Salter V.J.M., Strache A. The composition of the depleted mantle // Geochem. Geophys. Geosyst. – 2004. – V. 5, No 5. – P. 1–27.

Workman R.K., Hart S.R. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM) // Earth and Planet. Sci. Lett. – 2005. – V. 231. – P. 53–72.

Сведения об авторе:

Беликова Галина Ивановна. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: magm@ufaras.ru.

LANTANIDS AS NATURAL ASSOCIATION OF LITHOPHILE ELEMENTS

G. I. Belikova

Belikova Galina Ivanovna. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: magm@ufaras.ru.

Abstract. The lanthanoids are considered in geochemistry as a natural association of elements. The peculiarities of relationship of rare earth elements (REE), electronic structure of atoms, dissemination in planetary scale, maintenance in any typical of magmatic rocks for various geodynamic situations are discussed here. Coefficients of REE distribution in heterogeneous phase systems (melting — crystal; melting — fluid) are given. Mineralogy of lanthanoids and various indicative function of REE are considered.

Keywords: lanthanoid, property, relationship, coefficient of distribution, substances, mineral.

IV. ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, МЕТАЛЛОГЕНИЯ

УДК 553.43(470.5)

И. Б. Серавкин, А. М. Косарев, З. И. Родичева

КУТУЕВСКОЕ МЕДНОПОРФИРОВОЕ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ НА ЮЖНОМ УРАЛЕ

Аннотация. В работе дана краткая геологическая характеристика меднопорфирового рудопроявления Кутуевского, расположенного в северной части Вознесенско-Присакмарской зоны. Приведены химические анализы петрогенных оксидов и микроэлементов (ICP MS) рудоносного субщелочного монцодиорит-кварцево-диоритового комплекса.

Ключевые слова: меднопорфировое оруденение, субщелочные, диориты, Южный Урал.

Меднопорфировые месторождения и рудопроявления на Урале разнообразны по составу и геодинамической позиции. Наиболее представительны они на Южном Урале, где ярко подчеркивают общую металлогеническую зональность его Восточной провинции, от Сакмарской зоны и Главного Уральского разлома на западе до Валерьяновской зоны на востоке. В этом направлении в целом омолаживается возраст оруденения и продуктивных интрузивов, меняется их состав от габбродиоритового к диоритовому и гранодиоритовому, и состав оруденения от медного и золото-медного к молибден-медному. Эти изменения связаны со сменой островодужных обстановок (D_{1-3}) раннеколлизийными рифтогенными (C_1) и коллизийными (C_{1-3}) — см. рис. 1, где показано положение изучавшегося объекта.

Кутуевское рудопроявление расположено в зоне Главного Уральского разлома (ГУР), в 40 км к юго-юго-западу от Вознесенского месторождения. Здесь среди отложений ирендыкской свиты (D_1 – D_{2ef}) залегает тело серпентинитов, ограниченное с запада и востока разломами. Серпентиниты прорваны дайкообразными интрузивными телами, состав которых варьирует от габбро до субщелочных габбро-диоритов и кварцевых диоритов. Ранее эти тела относились к утыкташскому комплексу, датированному D_3 , или C_1 . Интрузивные тела имеют северо-северо-восточное простирание и крутое восточно-юго-восточное падение. Рудопроявление связано с телом диоритов мощностью до 140 м. По нашим

данным, состав продуктивного интрузива варьирует от габбро до субщелочного кварцевого диорита, включая габбро, роговообманково-плагиоклазовые габбро-диориты, роговообманковые диориты и диоритовые порфириты (см. таблицу). По содержанию петрогенных элементов и микроэлементов (табл., рис. 2) породы принадлежат к островодужной умеренно щелочной и известково-щелочной сериям и близки к диоритам, вмещающим Вознесенское месторождение.

Меднопорфировая минерализация занимает центральную часть продуктивного массива и представлена прожилками и вкрапленностью сульфидов: пирита, пирротина, халькопирита. В западном контакте тела диоритов развиты золотосодержащие кварц-карбонатные метасоматиты (близкие к листовенитам), в восточном контакте — также золотосодержащие эпидот-гранатовые скарны с магнетитом, пирротинном, пиритом и халькопиритом. По данным геолого-поисковых работ, возглавляемых Б.Г. Галиуллиным (2001–2003 гг.), содержания полезных компонентов в отдельных интервалах рудной зоны составляют: в медно-порфировых рудах — Cu 0,49–0,63% масс., Au до 0,3 г/т, в листовенитоподобных метасоматитах Au 0,1–2,8 г/т, в скарнах — Cu 0,35–0,93% масс., Au около 0,8 г/т.

В северной, наиболее разведанной части рудопроявления прогнозные ресурсы Cu по категории P_1 составляют 78,4 тыс. т.

Кутуевское рудопроявление оценивается нами, как перспективное, о чем свидетельствуют: 1) подсчитанные запасы меди в его северной части, 2) аналогия в составе вмещающих пород с Вознесенским месторождением и в составе орудене-

Рис. 1. Схема размещения меднопорфировых (собственно меднопорфировых, медно-золото-порфировых, молибден-меднопорфировых и медно-молибден-порфировых) месторождений и рудопроявлений в структурно-формационных зонах Южного Урала и Мугоджар. Составлена И.Б. Серавкиным с использованием карты полезных ископаемых России и сопредельных государств (ВСЕГЕИ, 1992), Металлогенической карты Урала (ВСЕГЕИ, 1988), Структурно-формационной карты Южного Урала (Оренбургская область) и работ [Грабежев, Белгородский, 1992; Контарь, 2001].

Структурно-формационные зоны (римские цифры): I₁ — Предуральский краевой прогиб, I₂ — Западноуральская внешняя зона складчатости, I₃ — Башкирский антиклинорий, I₄ — Зилаирский синклинорий, I₅ — Сакмарская аллохтонная зона с Сакмарской (I₅¹) и Орь-Илекской (I₅²) подзонами, I₆ — Уралтауский антиклинорий (антиформа), I₇ — Магнитогорская — Западно-Мугоджарская мегазона, I₈ — Восточно-Уральское поднятие, I₉ — Восточно-Уральский прогиб, I₁₀ — Иргизская зона, I₁₁ — Зауральское поднятие (Троицкая зона), I₁₂ — Кустанайская (Тюменско-Кустанайская) мегазона с Александровской (I₁₂¹), Денисовской (I₁₂²) и Валерьяновской (I₁₂³) зонами. **Медно-порфировые месторождения и рудопроявления:** 1–4 — сформировавшиеся в островодужных обстановках: 1 — собственно Си-порфировые (1 — Медногорское, 2 — Вознесенское, 3 — Салаватское, 4 — Цэсовское, 5 — Ижбулган); 2 — Мо-Си-порфировые (8 — Московское, 9 — Тумаркольские I, II, 10 — Еленовское, 11 — Биргильдинское, 12 — Томинское, 14 — Зеленодольское); 3 — Си-Аи-порфировые (6 — Юбилейное или Шекарбулак, 13 — Березняковское); 4 — Си-Мо-порфировые (7 — Верхнеуральское); 5 — сформировавшиеся в рифтогенной раннеколлизионной обстановке; Мо-Си-порфировые (15 — Тарутинское, 16 — Михеевское и Ново-Николаевское); 6 — сформировавшиеся в коллизионной обстановке, в андезитидных окраинно-континентальных вулканоплутонических поясах; Мо-Си-порфировые и Мо-Си-Аи-порфировые (17 — Баталинское, 18 — Тарановское или Варваринское, 19 — Спиридоновское, 20 — Кункуздинское, 21 — Бенкалинское, 22 — Кумкольское, 23 — Верхне-Терисбулакское, 24 — Жалтыркольское); 7 — неопределенной геодинамической позиции: Аи-Си-Р (25 — Карагайкульское, 26 — Дунграй, 27 — Кутуевское); Си-Р (28 — Файзуллинское).

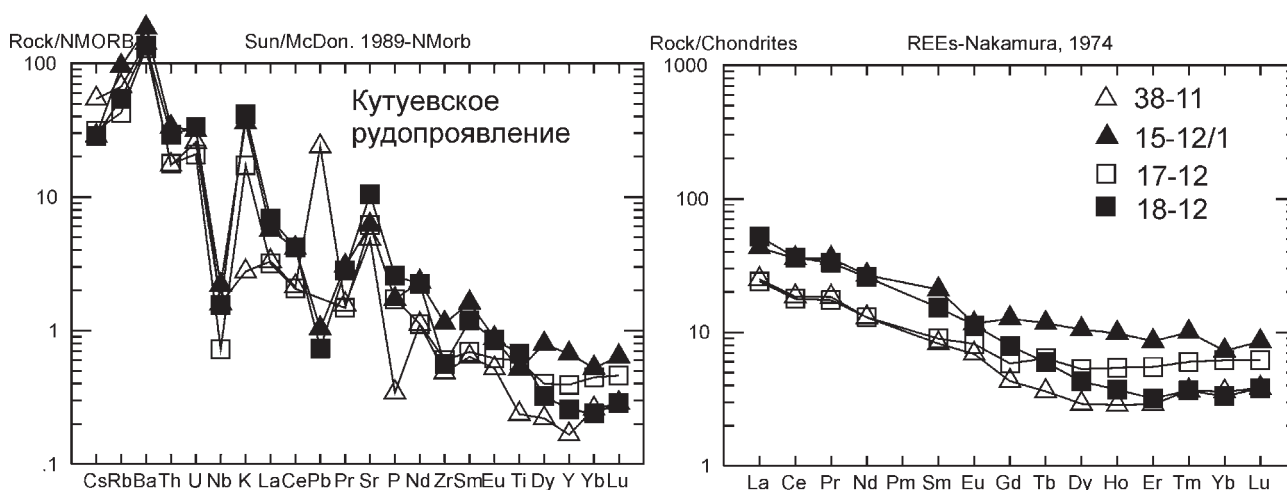
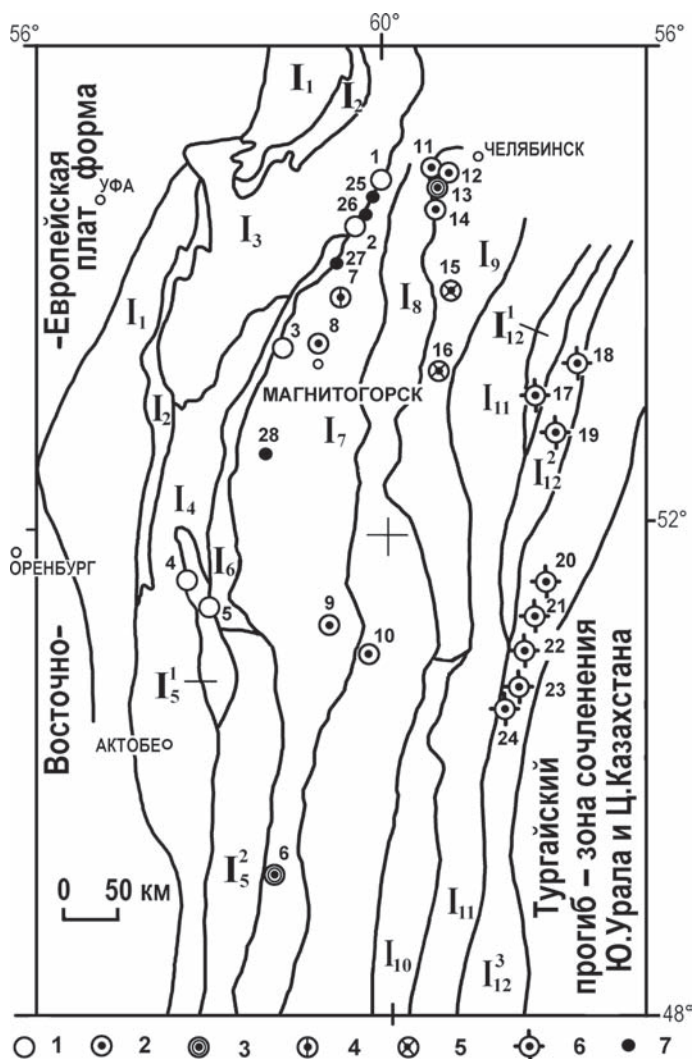


Рис. 2. Распределение микроэлементов, нормированных по NMORB, и редкоземельных элементов, нормированных по хондриту, в интрузивных породах рудопроявления Кутуевское 38–11 — габбро, 15–12/1 — диоритовый порфирит мелкозернистый, 17–12 — диорит роговообманковый, 18–12 — габбро-диорит роговообманково-плаггиоклазовый.

Таблица

Химические составы интрузивных пород, вмещающих Кутуевское рудопроявление (оксиды — в % мас., микроэлементы — в г/т)

№ п/п	38-11	15-12/1	17-12	18-12
SiO ₂	45,1	57,7	57,7	53,7
TiO ₂	0,3	0,65	0,75	0,85
Al ₂ O ₃	17,2	16,4	16,6	16,6
Fe ₂ O ₃	4	2,62	2,62	3,6
FeO	0,13	5,03	5,03	3,8
MnO	0,07	0,05	0,07	0,1
CaO	21,72	5,54	4,2	6,53
MgO	4,6	3,6	4	2,9
Na ₂ O	0,71	4	6,05	3,65
K ₂ O	0,2	2,6	1,25	3,02
P ₂ O ₅	0,04	0,2	0,2	0,3
п.п.п.	3,36	1,14	1,3	4,58
Σ	99,85	99,53	99,77	99,63
Li	5,52	0	0	0
Be	0	0	0	0
Sc	0	0	0	0
V	0	0	0	0
Cr	8,87	52	178	113
Co	8,57	16,2	13,6	14,5
Ni	10,46	48,5	84,8	85,8
Cu	72,63	56,6	16,6	92,3
Zn	57,6	72,6	62,5	77
Ga	0	12,4	11,1	13,5
Ge	0	0	0	0
As	0,64	0	0	0
Se	0,38	0	0	0
Rb	37,55	53,2	23,9	30,6
Sr	435,2	554	555	943
Y	4,65	18,7	11	7,19

№ п/п	38-11	15-12/1	17-12	18-12
Zr	35,86	83,9	44,5	41,5
Nb	3,71	5,1	1,69	3,6
Mo	0,14	<0,6	1,29	0,78
Pd	0	0	0	0
Ag	0,12	0	0	0
Cd	0	0	0	0
Sn	0,59	0	0	0
Sb	0,06	0	0	0
Te	0,01	0	0	0
Cs	0,38	0,2	0,22	0,2
Ba	889,53	1160	819	850
La	8,23	14,2	7,93	17,2
Ce	16,01	30,9	15,4	31,4
Pr	2,06	4	1,95	3,71
Nd	8,13	16,9	8,16	16,3
Sm	1,67	4,24	1,82	3,11
Eu	0,53	0,89	0,63	0,87
Gd	1,19	3,51	1,61	2,19
Tb	0,17	0,55	0,3	0,28
Dy	1	3,6	1,82	1,47
Ho	0,2	0,69	0,38	0,26
Er	0,65	1,93	1,24	0,72
Tm	0,11	0,3	0,18	0,11
Yb	0,79	1,6	1,36	0,73
Lu	0,13	0,29	0,21	0,13
Hf	1,18	2,11	1,29	1,03
Pb	7,15	0,31	<0,1	0,22
Th	2,08	3,99	2,12	3,51
U	1,21	1,48	0,98	1,56

Примечания: 38–11 — габбро; 15–12/1 — субщелочной диоритовый порфирит мелкозернистый; 17–12 — субщелочной диорит роговообманковый; 18–12 — субщелочной габбро-диорит роговообманково-плаггиоклазовый. ICP-MS анализ микроэлементов образца 38–11, выполнен в лаборатории ВСЕГЕИ, образцов 15–12/1, 17–12, 18–2 — в лаборатории ИГГ УрО РАН, химические анализы — в лаборатории ИГ УНЦ РАН.

ния — с Еленовским золото-меднопорфировым месторождением. Рекомендуется разведка южного фланга рудопроявления и определение абсолютного возраста продуктивных пород. Аналогия с Вознесенским месторождением, по геологическому положению в зоне ГУР, составу продуктивных пород, отчасти и по составу оруденения, позволяет предполагать более древний (раннедевонский) возраст продуктивного интрузива и меднопорфирового оруденения.

Литература:

Грабежев А.И., Белгородский Е.А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений (на примере Урала). — Екатеринбург: Наука, Уральск. отд., 1992. — 199 с.

Конгарь Е.С. Условия размещения и история формирования месторождений меди, цинка, свинца на Урале: Объяснительная записка к карте размещения месторождений меди, цинка, свинца на Урале. 1:1 000 000 — Екатеринбург, 2001. — 133 с.

Сведения об авторах:

Серавкин Игорь Борисович. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: seravkin@ufaras.ru

Косарев Александр Михайлович. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: amkosarev@mail.ru

Родичева Заира Ивановна. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: seravkin@ufaras.ru

KUTUYEVSKY CU-PORPHYRY ORE OCCURENCE IN THE SOUTHERN URAL

I. B. Seravkin, A. M. Kosarev, Z. I. Rodicheva

Seravkin Igor Borisovich. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: seravkin@ufaras.ru

Kosarev Alexander Michailovich. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: amkosarev@mail.ru

Rodicheva Zaira Ivanovna. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: seravkin@ufaras.ru

Abstract. A short geological characteristic of Kutuyevsky copper porphyry occurrence, located in the northern part of the Voznesensko-Prisakmarsky zone is given. Chemical analyses of major oxides and trace elements (ICP MS) of ore-bearing subalkaline monzodiorite-quartz diorite complex are provided.

Keywords: copper-porphyry, deposit, subalkaline, diorite, Southern Urals.

УДК 551.21+552.11

А. М. Косарев, Г. Т. Шафигуллина

СУКРАКОВСКИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИЙ ПОДКОМПЛЕКС И ВОСТОЧНО-ПОДОЛЬСКОЕ КОЛЧЕДАННОЕ БАРИТ- ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Аннотация. В работе дана краткая фациальная и петролого-геохимическая характеристика сукраковского трахидацитового палеовулканического подкомплекса и Восточно-Подольского барит-полиметаллического месторождения. Рудные тела Восточно-Подольского месторождения залегают среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород сукраковской толщи ирендыкской свиты, в северо-восточном секторе Подольского кальдера-вулкана, в восточной части развитой Ирендыкской островной дуги.

Ключевые слова: островная дуга, кальдера-вулкан, колчеданное оруденение, вулканический комплекс, трахидациты, полиметаллический, Южный Урал.

Сукраковский палеовулканический подкомплекс Южно-Ирендыкского комплекса [Косарев и др., 2005], вмещающий Восточно-Подольское колчеданное месторождение, залегает в верхней части геологического разреза ирендыкской свиты в северо-восточном секторе Подольского кальдера-вулкана. Эта структура размерами 17×9 км располагается в пределах Западно-Магнитогорской структурной зоны (ЗМЗ) на границе Ирендыкской и Кизило-Уртазымской или более узкой Сибайско-Калиновской структурно-формационных зон (рис. 1, 2).

Южно-ирендыкский комплекс ($D_2ef_1 ir$) включает толщи железистых дацитов, риодацитов, андезибазальтов, андезитов и базальтов толеитовой островодужной серии ($ir_{1,3}$), риодацитов (ir_3), кварцевых андезитов и андезибазальтов ($ir_{2,4}$), принадлежащих переходной серии от известково-щелочной к толеитовой островодужной; высокоглиноземистых базальтов и андезитов высокоглиноземистой известково-щелочной серии (ir_4) и трахидацитов-риодацитов известково-щелочной серии, переходной к *шошонитовой* (ir_5). В целом можно отметить 2 тенденции в размещении вулканитов южно-ирендыкского комплекса: возрастание калиевоности вулканитов, 1 — снизу вверх по разрезу и 2 — с запада на восток. Калиево-натриевые дациты и риодациты (ir_5 , сукраковский подкомплекс) занимают крайнюю восточную позицию в изученной части южно-ирендыкского комплекса и наиболее высокое положение в разрезе ирендыкской свиты.

Стратиграфическое положение сукраковского палеовулканогеологического комплекса определяется наличием, по данным В.Л. Бородиной, эйфельских криноидей в перекрывающей гадиловской (ir_6) и подстилающей дацит-риолитовой (ir_3) толщах вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород ирендыкской свиты Южно-Ирендыкской подзоны. Кроме того, отложения ирендыкской свиты в ЗМЗ перекрываются кремнистыми породами (яшмоидами) ярлыкаповской свиты (D_2ef_2), являющейся фацией карамалыташской свиты и бугулыгырского горизонта [Маслов, Артюшкова, 2010]. Ярлыкаповская свита непрерывно прослеживается от района д. Ярлыкапово до района урочища Сукраково на протяжении около 115 км, располагаясь в разрезе между отложениями ирендыкской и улутауской свит. Нижняя граница ирендыкской свиты в Южно-Ирендыкской зоне определяется положением майской [Биков и др., 1973 г.] или сагитовской толщ [Стратиграфия и корреляция ..., 1993].

В районе пос. Тушаул на северном борту долины р. Искызмы майская толща состоит из двух частей: нижняя более мощная представлена красными яшмоидами с прослоями туфов кислого состава, залегающими на кислых породах верхнетаналькского комплекса; верхняя маломощная часть разреза сложена серыми, зеленовато-серыми кремнистыми алевролитами с прослоями тефроидов, андезибазальт-андезитового состава. Таким образом, нижняя часть разреза майской толщи завершает разрез верхнетаналькского комплекса, а верхняя — фиксирует начало андезибазальт-андезитового вулканизма ирендыкского времени. Впечатление постепенности перехода между верхнетаналькскими

и ирендыкскими комплексами [Стратиграфия ..., 1993] создается принадлежностью нижней и верхней частей разреза майской и (или) сагитовской толщ к кремнисто-тефроидным фациям.

Таким образом, сукраковский вулканический подкомплекс входит в состав Южно-Ирендыкского комплекса раннеэйфельского возраста и завершает вулканизм этого комплекса в пределах Подольского

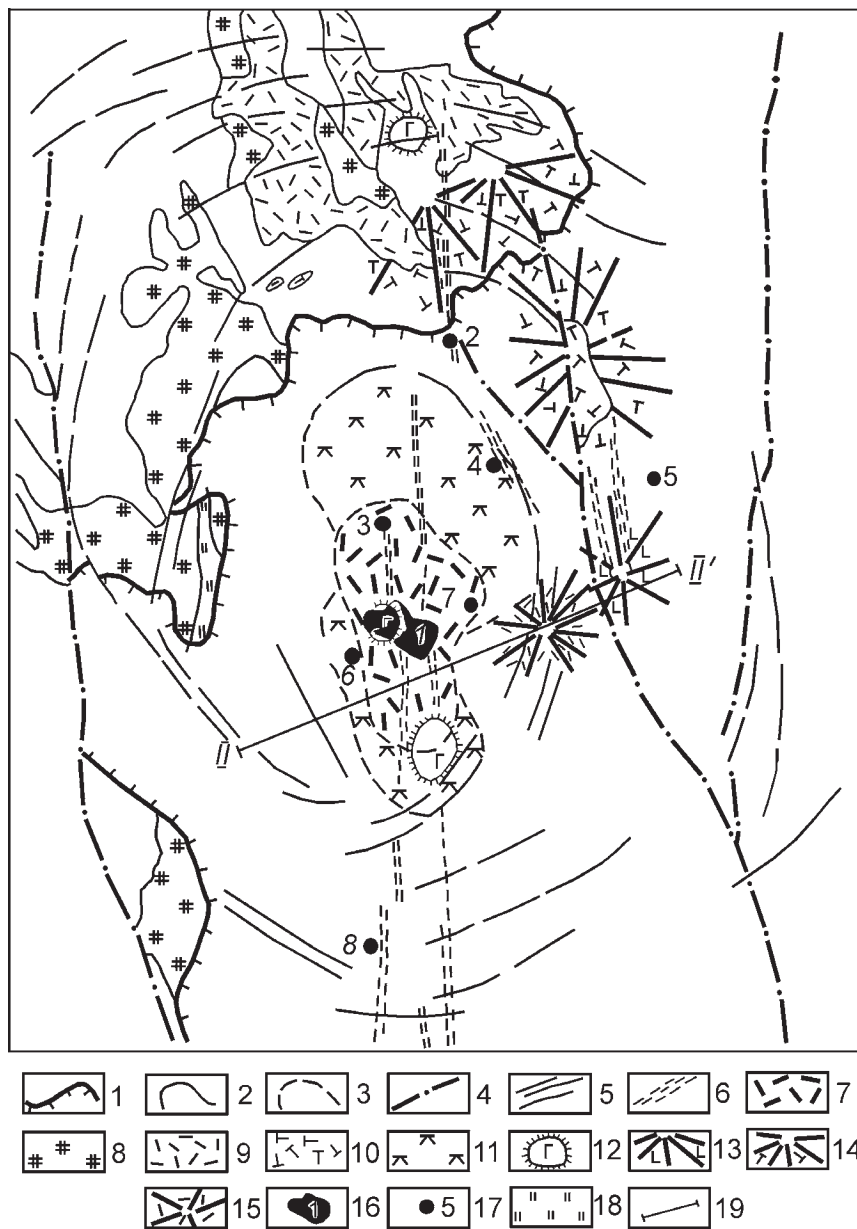


Рис. 1. Структурно-палеовулканологическая схема Подольского рудного поля, составленная А.М. Косаревым и И.Б. Севракиным

Условные обозначения: 1 — граница вулканомиктовых отложений улутауской свиты и яшм ярлыкаповского горизонта (D_2ef_2); 2 — геологические границы; 3 — проекции перекрытых геологических границ; 4 — линейные разрывные нарушения; 5 — дешифрируемые линии кольцевых разломов; 6 — зоны расланцевания; 7 — рудоносный экструзивный купол; субвулканические тела: 8 — кварцевых мегафиров, 9 — мелкопорфировых кислых пород, 10 — трахидацитовых порфиров; 11 — экструзивные и субвулканические тела гибридных андезитов; 12 — лавово-гиалокластические базальтовые купола; 13–15 — вулканические постройки центрального типа: 13 — базальт-андезито-базальтовые, 14 — трахидацитовые, 15 — риодацитовые; 16 — проекция Главной рудной залежи Подольского месторождения; 17 — рудопроявления и месторождения: 1 — Подольское, 2 — Сукраковское, 3 — Северное, 4 — Северо-Подольское, 5 — Восточно-Подольское, 6 — Западное, 7 — Восточное, 8 — Южно-Подольское; 18 — зоны гидротермально-измененных пород с сульфидной минерализацией; 19 — линия геологического разреза II–II', на разрез снесено рудное тело Восточно-Подольского месторождения.

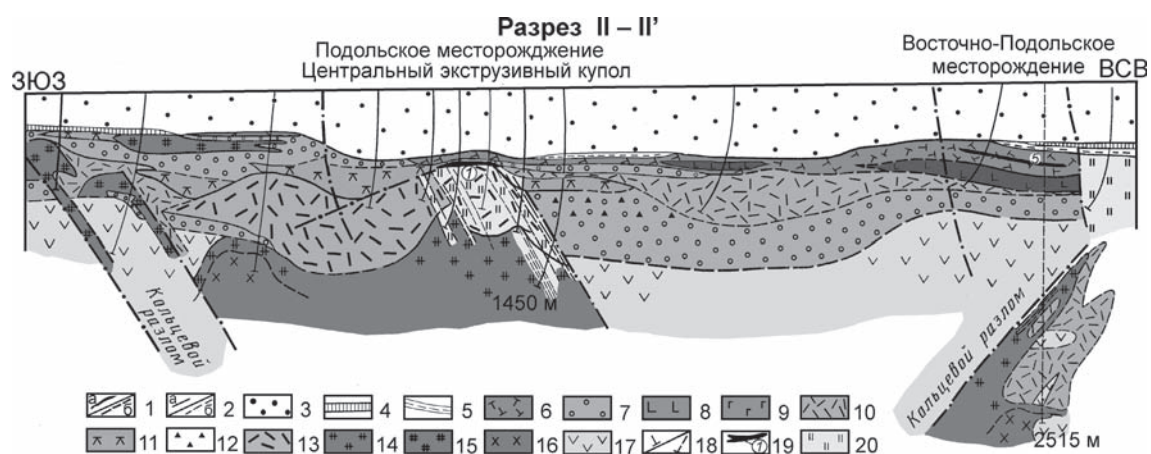


Рис. 2. Геологический разрез II–II' Подольского месторождения, составленный И.Б. Серавкиным и А.М. Косаревым

Условные обозначения: 1 — геологические границы: 1 — между свитами, установленные (а) и предполагаемые (б); 2 — между толщами, петрографическими разновидностями пород и метасоматитами, установленные (а) и предполагаемые (б); 3 — вулканомитовые породы улутауской свиты ($D_2\dot{z}v-ef_1$); 4 — яшмоиды ярлыкаповской свиты (D_2ef_1); 5–12 — ирендыкская свита (D_2ef_1), толща: 5 — вулканогенно-осадочная, известковистая (гадилевская толща, $D_2ef_1ir_2$), 6 — трахидацитовая (сукраковская, $D_2ef_1ir_3$), 7–12 — эффузивно-пирокластическая толща ($D_2ef_1ir_{1-4}$); 7 — вулканокластические породы, 8 — порфировые, мегафировые базальты и андезито-базальты и их туфы, 9 — эффузивные базальты и гиаокластиты, 10 — риодациты мелкопорфировые и их туфы, 11 — экструзивные, субвулканические и эффузивные андезитоиды, 12 — брекчии смешанного состава с рудокластами; 13 — экструзивные риодациты крупнопорфировые; 14 — субвулканические риодациты крупнопорфировые; 15 — субвулканические риодациты мегафировые; 16 — гиповулканические интрузии габбро-диорит-плаггиогранитового ряда; 17 — баймак-бурибаевская свита, верхнетаналыкский комплекс (D_1e_2vm); 18 — скважины в плоскости разреза (а) и за его пределами (б); 19 — залежи колчеданных руд: 1 — Подольское месторождение, 5 — Восточно-Подольское месторождение (см. рис. 1); 20 — метасоматиты нерасчлененные.

кальдера-вулкана Ирендыкской развитой островной дуги [Косарев и др., 2014].

Фациальная характеристика проявлений вулканизма Сукраковской группы вулканов

Сукраковская группа вулканов, завершавшая активный вулканизм Подольской кольцевой структуры, сформировалась в северной ее части (см. рис. 1). Зона максимальных мощностей трахидацитовых пород образует дугу, совпадающую с северным сегментом кальдеры. Площадь распространения этой толщи составляет около 70 км², максимальная мощность достигает 567 м, объем — 9 км³. Толща залегает в моноклинали, погружающейся под отложения улутауской свиты в целом на юго-восток. Моноклираль осложнена мелкими пологими складками, углы наклона слоев не превышают 24°. Под улутаускими отложениями толща прослежена скважинами в юго-западном направлении на 10 км, в южном — на 12 км. В области максимальных мощностей рассматриваемой толщи и развития ее прижерловых грубообломочных фаций закартированы две жерловины близкого строения. Первая из них выполнена экструзией трахидацитов, расположенной в 700 м северо-западнее г. Тазизянка. Диаметр экструзивного купола составляет около 250 м. Широко распространены перлитовые разности кислых пород, брекчии

трения. Вторая жерловина расположена в 1 км на северо-восток от г. Типа, где находится экструзивное тело, вытянутое в меридиональном направлении на 350 м.

Прижерловая зона групповой постройки, наряду с максимальными мощностями калинатровых пород, характеризуется присутствием эффузивов, глыбовых вулканических и туфовых брекчий, игнимбритовидных туфов, туфолов, тефроидов, глыбовых тефроидно-пирокластических брекчий. В широтном направлении на палеозойской поверхности она протягивается на 4 км, погружаясь на востоке под отложения улутауской свиты.

Формирование разреза прижерловой зоны происходило в две фазы активного вулканизма, в течение которых образовались эффузивы и пирокластические породы, частично подвергшиеся перемыву. В межпароксизмальный период отложилась пачка туфов андезито-базальтового состава и тефроидов смешанного состава, что свидетельствует о синхронном существовании другого центра, извергавшего андезито-базальтовый материал. На отдельных участках в вулканических брекчиях сохранились следы краснокаменных изменений, свидетельствующих о мелководных или субаэральных условиях вулканической деятельности.

Удаленная зона Сукраковской группы вулканов характеризуется сокращенными мощностями разреза, отсутствием эффузивов и субвулканических

тел. Для нее характерно переслаивание мелкообломочных и лапиллиевых туфов с тефроидами. В последних увеличивается примесь материала андезитового, андезито-базальтового, реже — базальтового состава.

Петрологические особенности кремнекислых пород сукраковского типа

Вулканиды сукраковской толщи варьируют по кислотности от андезитов до риолитов (SiO_2 — 58,14–75,58 мас.%), причем наиболее распространенными типами пород являются дациты и риодациты. Состав сукраковского типа вулканитов [Косарев, 1975] варьирует от известково-щелочной до субщелочной серий. Породы, определенные по диаграмме распределения щелочей ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$) (табл. 1, рис. 3), имеют следующий состав: андезиты, дациты, трахидациты, трахириолит-дациты, риолиты. В среднем состав вулканитов отвечает трахидацитам. Они содержат до 15 об.% вкрапленников плагиоклаза (альбита, альбита-олигоклаза) лейстовидной формы размером 1–4 мм, редкие (1–3%) выделения биотита, роговой обманки и титаномангнетита. Рудный минерал — более ранний, нежели плагиоклаз и роговая обманка, биотит же кристаллизовался после плагиоклаза [Косарев, 1975].

Изучение распределения в породах оксида калия показало, что основное количество его содержится в стекловатой основной массе, где установлены гидробиотит и мелкие зерна калишпата. Наиболее высокие содержания K_2O приурочены к наименее измененным и раскристаллизованным участкам, что указывает на повышенные концен-

трации калия в исходном расплаве. Наряду с массивными встречаются разновидности эффузивов с флюидально-обломочными и эмульсионными текстурами. Широкое распространение в трахидацитовой субформации имеют туфовые брекчии, туфы, тефроиды, тефроидно-пирокластические породы. Характерны также спекшиеся туфы и туфолавы, состоящие из двух фаз девитрифицированного стекла (светлого и темного), различающихся по химическому составу.

Наличие эмульсионных структур, а также различия в составе стекол и резкие границы между ними позволяют предполагать, что эти породы являются продуктами ликвации.

По концентрациям петрогенных оксидов породы сукраковского типа андезит-дацит-риодацит-риолитового состава содержат SiO_2 61,6–75,58%, K_2O 0,1–4,7%, Na_2O 3,08–8,55%. На диаграмме $\text{SiO}_2 - \text{K}_2\text{O}$ (рис. 3Е) видно, что большая часть высококальциевых кислых вулканитов расположена на северном фланге Подольского кальдера-вулкана в районе урочища Сукраково, где нет заметных проявлений колчеданной минерализации. Вторая группа кислых вулканитов сукраковской толщи расположена в надрудной зоне Подольского колчеданного месторождения. Содержания K_2O в этих породах редко превышают 2%. На петрохимических диаграммах распределения величины $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ [Косарев, Лазаренко, 1987] хорошо видно, что высокие и максимальные ее значения сосредоточены над Центрально-Подольским экстрезивным куполом (рис. 1) и к западу, юго-западу от него, где развиты линейные и дугообразные разрывные нарушения, большие объемы субвулканических тел и зоны серицит-хло-

Таблица 1

Средние химические составы кислых пород сукраковской толщи

№ п/п	Кол-во проб	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
1	4	66,28	0,47	14,78	2,42	2,12	0,05	1,3	2,55	4,6	3,06
2	4	72,42	0,5	13,25	1,16	2,04	0,07	0,94	1,58	6,4	0,33
3	2	66,66	0,45	15,9	0,76	4,38	0,015	1,57	1,59	6,38	0,47
4	4	66,98	0,44	13,13	1,36	7,29	0,11	0,87	1,96	4,46	1,52
5	4	73,7	0,44	12,57	1,29	2,57	0,04	0,99	1,25	4,38	1,81
6	9	71,77	0,39	12,8	0,73	4,05	0,073	1,02	2,01	5,32	0,53
7	8	70,56	0,42	14,61	0,53	3,47	0,045	0,53	1,14	5,04	3,12
8	3	66,2	0,46	15,92	0,73	4,25	0,06	1,37	1,88	6,84	0,69
9	3	62,14	0,5	15,73	2,69	3,42	0,098	2,68	2,66	3,54	3,42
10	2	58,66	0,47	18,78	0,88	5,17	0,35	1,56	3,5	7,16	3,65

Примечание: кислые породы сукраковской толщи: 1 — трахидациты калиево-натриевые, субвулканические; 2 — риодациты натриевые, субвулканические; 3 — дациты натриевые, эффузивные; 4 — дациты малокальциевые, эффузивные; 5 — риолиты малокальциевые, эффузивные; 6 — риодациты натриевые, обломки пирокластических пород; 7 — риодациты калиево-натриевые, обломки пирокластических пород; 8 — дациты натриевые; 9 — трахиандезиты калиево-натриевые; 10 — трахиандезиты натриевые.

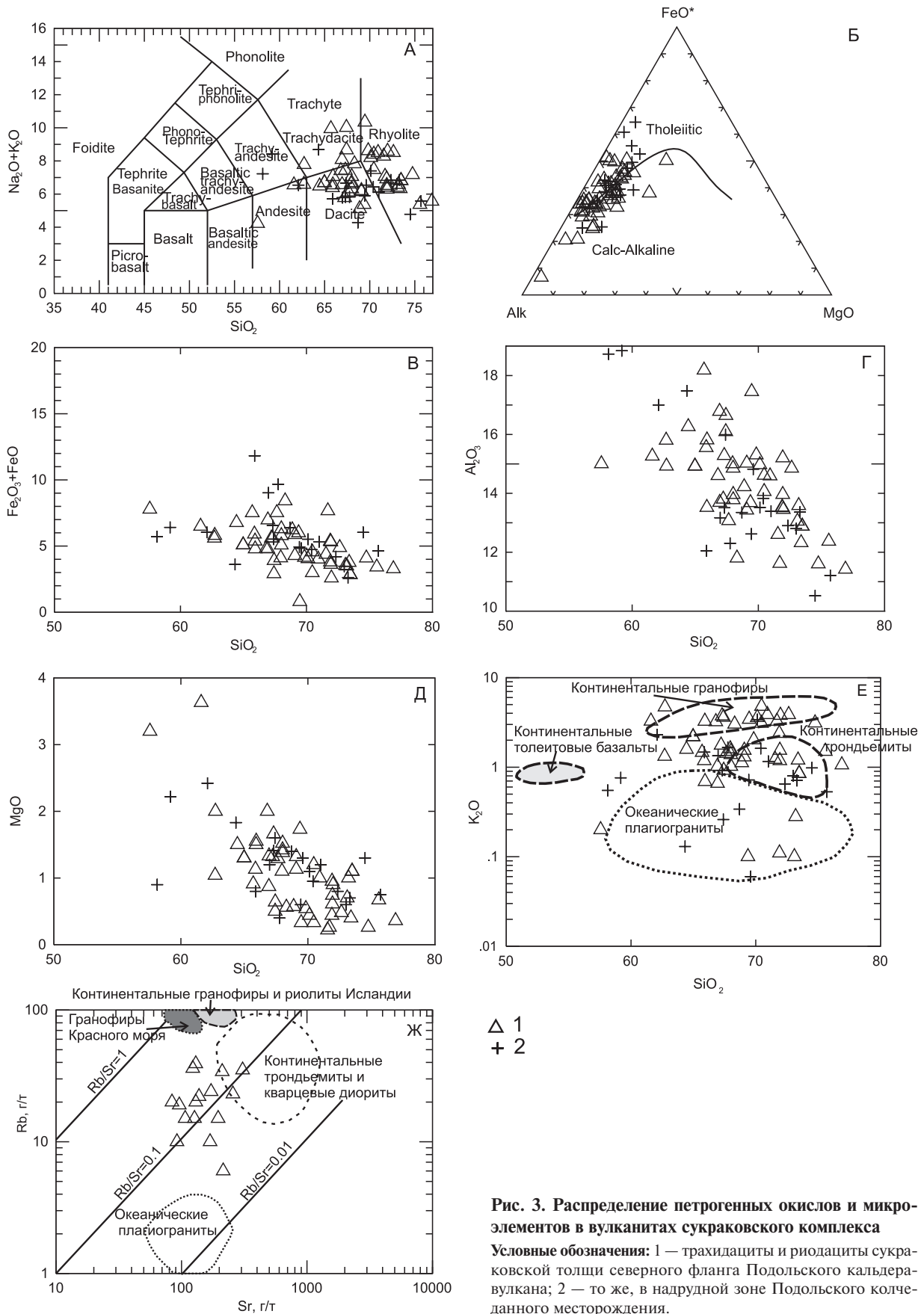


Рис. 3. Распределение петrogenных окислов и микроэлементов в вулканитах сукраковского комплекса
 Условные обозначения: 1 — трахидациты и риодациты сукраковской толщи северного фланга Подольского кальдера-вулкана; 2 — то же, в надрудной зоне Подольского колледанного месторождения.

рит-кварцевых метасоматитов. Натриевые породы обнаружены также в северной части Подольского рудного поля — в зоне Сукраковского субмеридионального разлома и в районе Восточно-Подольского месторождения. На последних участках натриевые породы тесно связаны с калиево-натриевыми. Приведенные данные указывают на то, что поздние порции рудноносных флюидов по наиболее проницаемым до- и синрудным тектоническим зонам проникали в отложения сукраковской толщи и способствовали перераспределению Na и K в трахидацитах. Очевидна натриевая специфика этих гидротерм. Наиболее мощный флюидный поток поднимался к поверхности Центрального Подольского экструзивного купола, менее интенсивная циркуляция гидротерм происходила по кольцевым, радиальным и другим разломам Подольского рудного поля. Присутствие в районе Восточно-Подольского рудопроявления натриевых пород вместе с калиево-натриевыми свидетельствует о незавершенности процесса выноса калия.

По содержаниям K_2O кислые вулканиты сукраковского подкомплекса относятся к калиево-натриевой, умереннокалиевой и низкокалиевой умереннощелочной и известковощелочной сериям. Высокие содержания K_2O в этих породах возникли в связи с повышенной концентрацией калия в магматическом расплаве. Низкие содержания K_2O возникли, скорее всего, на постмагматической стадии и в связи с воздействием на эти породы натриевых гидротермальных флюидов.

Большая часть кислых пород сукраковской толщи (около 65%) относится к низкоглиноземистому типу ($Al_2O_3 < 15\%$) и около 35% — к высокоглиноземистому типу ($Al_2O_3 > 15\%$). По концентрациям MgO (0,3–2,2 мас.%) эти породы относятся к умеренномагнезиальному и умеренножелезистому типу ($FeOt/MgO = 1,9–3,9$), в измененных породах железистость возрастает ($FeOt/MgO = 7,6–24,2$). Концентрации микроэлементов группы железа умеренны: Cr (13–24 г/т), Co (17 г/т), Ni (16–21 г/т), литофильные элементы Sr, Zr, Ba, La и величины La/Yb имеют пониженные значения по сравнению с кислыми вулканитами шошонитовой серии Камчатки [Петрология и геохимия ..., 1987] и кислыми вулканитами западных поясов США [Эварт, 1983]. По соотношениям Sr–Rb, $SiO_2–K_2O$, $SiO_2–Zr$ (рис. 4) эти породы приближаются к континентальным трондьемитам и гранофирам [Колман, Данато, 1983]. Концентрации Sr варьируют в широких пределах 102–1049 г/т, высокие значения его характерны для надсубдукционных образований [Волынец и др., 1990].

На спайдер-диаграммах порода/N-MORB и порода/хондрит (табл. 2) хорошо проявлены не-

гативные геохимические аномалии по Nb, Zr, Ti (рис. 5), указывающие на надсубдукционный островершинный тип вулканитов. Отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в кислых породах сукраковского подкомплекса варьируют от 0,7029 до 0,7046 [Бобохов и др., 1989], соответствуя интервалу мантийных составов.

По совокупности характеристик кислые породы сукраковской толщи (i_r) относятся к переходному типу от высококалиевой известково-щелочной серии к шошонитовой [Косарев и др., 2005], что видно на рис. 3А.

Краткая характеристика Восточно-Подольского колчеданного месторождения

Восточно-Подольское колчеданное месторождение расположено в 5 км на северо-восток от Подольского медно-цинковоколчеданного месторождения уральского типа (рис. 1, 2). Большая часть площади месторождения перекрыта вулканогенно-осадочными отложениями улутауской свиты. На месторождении в 1988–1993 г. Н.И. Ильичевым с соавторами проведена предварительная разведка. По установленным запасам (C_1+C_2) руд этот объект относится к среднему месторождению барит-полиметаллического с золотом типа. Соотношение Pb:Cu:Zn соответствует 1:1,9:2, количество бария в 2,5 раза превышает суммарные запасы Pb, Cu, Zn. По соотношениям Pb, Cu, Zn Восточно-Подольское месторождение сопоставимо с колчеданно-полиметаллическими месторождениями Рудного Алтая [Гаськов, 2015]. Однако в колчеданно-полиметаллических месторождениях рудноалтайского типа отсутствуют супервысокие концентрации бария. Таким образом, руды Восточно-Подольского месторождения относятся к типу барит-полиметаллических с высокими содержаниями меди. Ближе всего к рудам Восточно-Подольского месторождения стоят руды месторождений баймакского типа, в которых [Зайков и др., 2001] соотношения Pb:Cu:Zn составляют 1:1,6:3,5. Из этих данных видно, что в баймакских месторождениях, по сравнению с Восточно-Подольским, более высоки запасы цинка и понижены запасы меди. В колчеданных полиметаллических месторождениях Восточно-Магнитогорской зоны (ВМЗ) в Теренсайском рудном районе соотношения Pb:Cu:Zn составляют 1:3,1:3,4 [Зайков и др., 2001], что определяется пониженными концентрациями свинца. Однако по общим запасам металлов месторождения Джусинское и Барсучий Лог сопоставимы с Восточно-Подольским месторождением и относится по запасам металлов к типу средних месторождений [Медноколчеданные месторождения ..., 1988; Зайков и др., 2001].

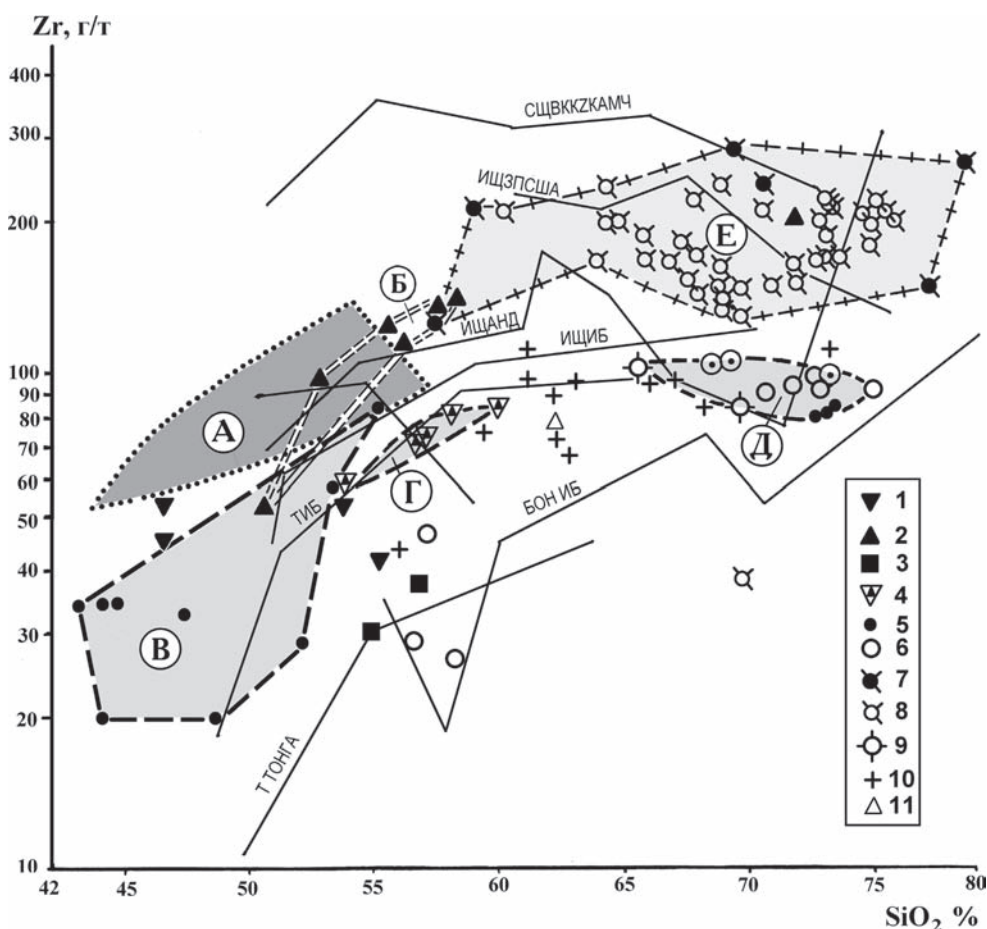


Рис. 4. Соотношения Zr и SiO₂ в вулканитах ирендыкской свиты. Составил А.М. Косарев

Условные обозначения: 1–2 — Северо-Ирендыкская подзона: 1 — вулканиты Гадельшинского стратовулкана, 2 — вулканиты Файзуллинского участка; 3–11 — Южно-Ирендыкская подзона: 3 — андезибазальты Карсаклытауско-Кунакайской антиклинали (ir_{1-2}), 4 — кварцевые андезиты и андезибазальты (ir_{1-2} , ir_4) Подольского рудного поля, 5 — базальты и риодациты (ir_3) Подольского месторождения, 6 — андезиты, дациты, риодациты и риолиты флангов Подольского рудного поля и Суурганского участка (ir_3), 7 — трахиандезиты, трахидациты, риодациты и риолиты (ir_3) Подольского месторождения, 8 — то же, флангов Подольского рудного поля, 9 — дациты и риодациты экструзивно-субвулканические Подольского рудного поля, 10 — интрузивные породы габбро-диорит-плагиогранитного Подольского комплекса из подрудной зоны месторождения, 11 — вулканиты Ельбашского участка (ir_4). А — поле вулканитов Северо-Ирендыкской подзоны, по данным Е.Н. Горожаниной, (контур точками и осевая линия штрих-пунктиром). Б — поле вулканитов Файзуллинского участка. В — поле базальтов (ir_3) Подольского месторождения. Г — поле кварцевых андезитов и андезибазальтов (ir_{1-2} , ir_4) Подольского рудного поля. Д — поле кремнекислых пород (ir_3) Подольского рудного поля и Суурганского участка. Е — поле трахиандезитов, трахидацитов, риодацитов и риолитов (ir_3) Подольского рудного поля.

Обсуждение материалов

Поперечная петролого-геохимическая и металлогеническая зональность Магнитогорской мегазоны имеет черты, характерные и для других, включая современные, вулканических поясов [Косарев, Серавкин, 1994; Косарев и др., 2014; Серавкин, 2010]. Формационный и металлогенический надсубдукционные ряды ЗМЗ в петролого-геохимических характеристиках имеют следующий вид: 1–3 — фронтальная островная дуга: 1 — апогарцбургитовые серпентиниты и вулканиты толеит-бонинитовой серии с оруденением Со-Сu-колчеданного типа (D_{1e} , Ишкининское, Ивановское месторож-

дения); 2 — вулканиты толеит-бонинитовой серии и кислые вулканиты известково-щелочной (D_{1e2}), содержащие колчеданное оруденение уральского типа $Cu > Zn$ (Юбилейное месторождение); 3 — вулканиты базальт-андезит-дацит-риодацитового состава магнезиальной известково-щелочной серии (D_{1e2}), содержащие колчеданное оруденение уральского типа $Cu > Zn$ (Маканское, Октябрьское, Гайское месторождения) и баймакского типа ($Zn > Cu$); 4 — развитая островная дуга: вулканиты островодужной толеитовой, переходной от толеитовой островодужной к известково-щелочной и известково-щелочной глиноземистой серий ($D_{2ef1} ir_{1-4}$); в пределах Подольского кальдера-вулкана возникла

Таблица 2

Содержание петрогенных окислов (масс. %) и редких элементов (г/т) в вулканитах сукраковской толщи (ir_5)

Подольское рудное поле, сукраковская толща			
№ проб	12470/1	12470/11	П-19/537,3
SiO ₂	72,64	65,7	68,88
TiO ₂	0,6	0,42	0,45
Al ₂ O ₃	14,85	18,18	14,22
Fe ₂ O ₃	0,56	3,96	6,22
FeO	3,45	—	—
MnO	0,08	0,07	0,127
MgO	0,48	0,91	0,57
CaO	0,97	0,48	3,82
Na ₂ O	4,64	8,48	3,99
K ₂ O	3,86	1,46	1,12
P ₂ O ₅	0,068	0,065	0,091
Ппп	0,3	0,2	0,4
SUM	101,7	99,93	99,89
Cr	23	24	13
Co	17	17	17
Ni	16	19	21
Cu	20	2	13
Zn	92	75	38
Pb	—	6	37
Rb	6	—	—
Sr	215	102	1049
Zr	172	185	152

Подольское рудное поле, сукраковская толща			
№ проб	12470/1	12470/11	П-19/537,3
Sc	10	5	13
Y	28	28	23
Nb	12	11	6
Ba	2413	830	320
V	347	11	40
F	—	0,08	0,08
U	0,19	—	—
Th	0,11	—	—
La	30,1	8,89	—
Ce	60,1	23,4	—
Pr	7,56	3,51	—
Nd	30	14,2	—
Sm	6,23	3,62	—
Eu	1,33	0,7	—
Gd	5,35	3,82	—
Tb	0,84	0,66	—
Dy	4,98	4,4	—
Ho	0,97	1,04	—
Er	2,85	3,38	—
Tm	0,4	0,48	—
Yb	2,74	3,53	—
Lu	0,4	0,49	—

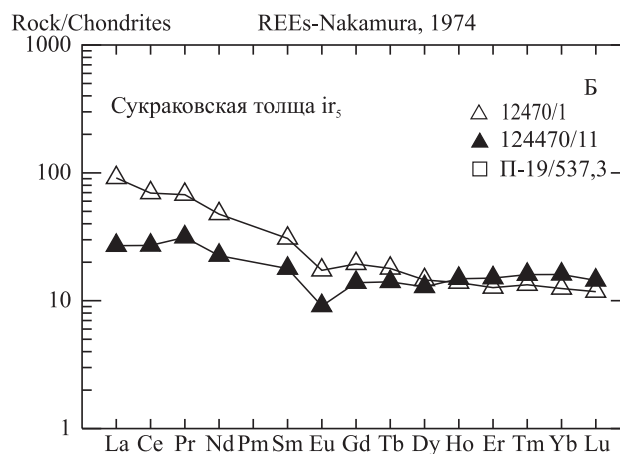
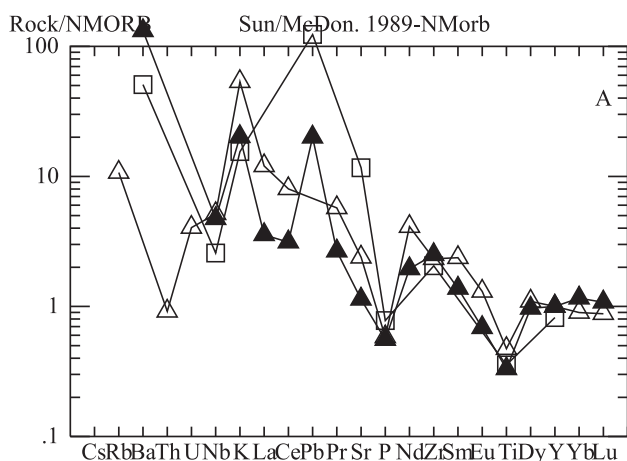


Рис. 5. Распределение микроэлементов, нормированных по N-MORB [San, McDonough, 1989] и редкоземельных элементов, нормированных по хондриту [Nakamura, 1974] в кислых вулканитах сукраковского трахидацитового комплекса. А–Б — трахидациты и риодациты сукраковской толщи (ir_5)

непрерывная гибридная серия — толеитовая островодужная и переходная от толеитовой к известково-щелочной с оруденением уральского типа ($Cu > Zn$) (Подольское, Северо-Подольское месторождения);

5 — тыловая островная дуга: к этой геодинамической единице относятся верхние толщи ирендыкской свиты, имеющие характеристики субщелочных серий [Косарев и др., 2005]; на юге ирендыкской

зоны в пределах Подольского кальдера-вулкана возник сукраковский трахидацитовый подкомплекс, слабо измененные кислые породы которого относятся к калиево-натровой известково-щелочной и умеренно-щелочной сериям; эти вулканиты вмещают Восточно-Подольское барит-полиметаллическое колчеданное месторождение. Сукраковский вулканический подкомплекс и барит-полиметаллическое Восточно-Подольское колчеданное месторождение завершают формационный и металлогенический ряд ЗМЗ, соответствующий геодинамическим обстановкам от фронтальной к развитой и тыловой островодужным обстановкам.

В пределах ВМЗ известен джусинский комплекс, раннеэйфельский возраст которого установлен по конодонтовой фауне О.В. Артюшковой [Косарев, Артюшкова, 2007]. По колчеданному оруденению (месторождения Барсучий Лог и Джусинское) и химизму кислых пород джусинский комплекс аналогичен Восточно-Подольскому месторождению и сукраковскому подкомплексу. Предполагается [Косарев, Артюшкова, 2007], что джусинский и расположенный севернее зингейский вулканические комплексы являются фрагментами остаточной тыловой островной дуги, образовавшейся в результате расщепления тыловодужной системы в позднем эйфеле и последующего формирования внутридугового спредингового бассейна и рифтогенного карамалыташского вулканического комплекса поздней эйфельского возраста, содержащего колчеданные месторождения уральского типа с концентрациями в рудах $Zn > Cu$ и осложняющего металлогеническую зону с барит-полиметаллическим колчеданным оруденением.

Выводы

1. Сукраковский палеовулканический подкомплекс одновозрастен, по петрохимическим особенностям аналогичен кислым породам джусинского комплекса ВМЗ. По совокупности петрохимических и геохимических характеристик кислые породы сукраковской толщи ($D_2ef_1 ir_3$) относятся к переходному типу от высококалиевой известково-щелочной серии к шошонитовой.

2. Среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород сукраковской толщи (ir_3) залегают рудные пластовые тела барит-полиметаллического Восточно-Подольского колчеданного месторождения, близкого по масштабу и по составу к месторождениям ВМЗ Барсучий Лог и Джусинскому.

3. Совокупность сведений о возрасте вулканитов и химизме руд Восточно-Подольского месторождения и колчеданно-полиметаллических месторождений Барсучий Лог и Джусинского является

обоснованием внутридугового характера карамалыташского спредингового бассейна.

Литература:

Бобохов А.С., Горожанин В.М., Кузьмин С.А. Стронциево-изотопные данные для кислых вулканитов Магнитогорского мегасинклинория Южного Урала: Препр. / АН СССР, Уральское отд., Башкирский науч. центр, Ин-т геологии. — Уфа, 1989. — 24 с.

Вольнец О.Н., Антипин В.С., Перепелов А.Б., Аношин Г.Н. Геохимия вулканических серий островодужной системы в приложении к геодинамике (Камчатка) // Геология и геофизика. — 1990. — № 5. — С. 3–13.

Гаськов И.В. Особенности развития колчеданных рудно-магматических систем в островодужных обстановках Рудного Алтая и Южного Урала // Литосфера. — 2015. — № 2. — С. 17–39.

Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р. Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. — Миасс: ИМин УрО РАН, 2001. — 315 с.

Колман Р.Г., Донато М.М. Еще раз об океанических плагиогранитах // Трондjemиты, дациты и связанные с ними породы / Под ред. Ф.Баркера. — М.: Мир, 1983. — С. 118–130.

Косарев А.М. О кислых вулканогенных породах калиево-натрового ряда на западном крыле Магнитогорского мегасинклинория // Силуро-девонский вулканизм Южного Урала. — Уфа: БФАН СССР, 1975. — С. 125–132.

Косарев А.М., Артюшкова О.В. Джусинский палеовулканический комплекс: стратиграфическое положение, геохимические особенности, геодинамические реконструкции // Геологический сборник № 6 / ИГ УНЦ РАН. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2007. — С. 174–180.

Косарев А.М., Лазаренко Ю.С. Химизм кислых калиево-натриевых пород сукраковской толщи в связи с их постмагматическими изменениями // Микроэлементы в магматических, метаморфических и рудных формациях Урала. — Уфа: БФАН СССР, 1987. — С. 40–52.

Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. — 2005. — № 4. — С. 22–42.

Косарев А.М., Серавкин И.Б. Колчеданосные островные дуги Южного Урала и модель малоглубинных плюмов // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит: Тез. докл. I Всерос. металлоген. совещ. — Екатеринбург, 1994. — С. 197–198.

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. 3–25.

Маслов В.А., Артюшкова О.В. Стратиграфия и корреляция девонских отложений Магнитогорской мегазоны Южного Урала. — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. — 288 с.

Медноколчеданные месторождения Урала: Геологическое строение / *В.А. Прокин, Ф.П. Буслаев, М.И. Исмагилов и др.* – Свердловск: УрО АН СССР, 1988. – 241 с.

Петрология и геохимия островных дуг и окраинных морей / *Под ред. О.А. Богатикова и др.* – М.: Наука, 1987. – 335 с.

Серавкин И.Б. Металлогения Южного Урала и Центрального Казахстана. – Уфа: Гилем, 2010. – 284 с.

Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медноколчеданных районов Южного Урала / *В.А. Маслов, В.А. Черкасов, В.Т. Тищенко, И.А. Смирнова, О.В. Артюшкова, В.В. Павлов.* – Уфа: УНЦ РАН, 1993. – 217 с.

Эварт А. Минералогия и химизм третичных и современных дацитовых, риолитовых и родственных салических вулканитов // Трондjemиты, дациты и связанные с ними породы / *Под ред. Ф. Баркера.* – М.: Мир, 1983. – С. 19–98.

Nakamura N. Determination of REA, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites // *Geochim. Cosmohim. Acta.* – 1974. – V. 38, № 5. – P. 757–775.

Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in ocean basins.* – London: Geol. Soc. Spec. Publication. – 1989. – No 42. – P. 313–345.

Сведения об авторах:

Косарев Александр Михайлович. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: amkosarev@mail.ru.

Шафигуллина Гульнара Турдibaевна. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: shafigullina_g@mail.ru.

SUKRAKOV VOLCANIC COMPLEX AND EAST PODOLSK MASSIVE SULFIDE BARITE-POLYMETALLIC DEPOSIT

A. M. Kosarev, G. T. Shafigullina

Kosarev Alexander Michailovich. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: kosarev@mail.ru.

Shafigullina Gulnara Turdibaевна. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: shafigullina_g@mail.ru.

Abstract. A short facial and petrologo-geochemical characteristic of the Sukrakovo trachydacitic paleovolcanic subcomplex and the East Podolsk massive sulfide barite-polymetallic deposit is given. Ore bodies of the East Podolsk field lie among volcanogenic and sedimentary rocks of the Sukrakovo unit of the Irendyk Formation, in the northeast sector of Podolsk caldera-volcano.

Keywords: island arc, caldera-volcano, massive sulfide deposit, volcanic complex, trachydacite, polymetallic, Southern Urals.

УДК 553.411.071 + 553.068.54

Д. Е. Савельев, И. А. Блинов, Е. А. Бажин

СОСТАВ И МОРФОЛОГИЯ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ИЗ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НОВОУСМАНОВСКОЙ ПЛОЩАДИ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Аннотация. Описано новое россыпное проявление самородного золота в приустьевой части ручья Турыелга. Показано, что согласно существующей классификации проявление относится к шеточному типу и сопоставимо с известными россыпями Зилаирской зоны. Самородное золото представлено частицами средней крупности и мелкими (0,1–1,5 мм), а по составу является высокопробным (89–100% Au). Морфологически частицы золота относятся к плохо окатанным и неокатанным уплощенным. Предполагается, что площадь является перспективной для обнаружения новых россыпных месторождений и коренных источников, приуроченных к зоне влияния Зилаиро-Уралтауского разлома.

Ключевые слова: самородное золото, россыпное проявление, Зилаирская мегазона.

Введение

Рудоносности Новоусмановской площади посвящены многочисленные исследования, проведенные в рамках тематических проектов [Радченко, 2001 г.; Сначев, Рыкус, 2001 г.], геолого-съёмочных работ [Криницкий, Криницкая, 1968 г.; Князев и др., 2008 г.] и научно-исследовательских программ [Осадконакопление ..., 2002; Геология ..., 2012]. Накопленный к настоящему времени фактический материал позволяет рассматривать данную территорию как перспективную на целый ряд полезных ископаемых, в частности, золото, платиноиды, вольфрам и молибден. Повышенные содержания данных металлов установлены в черносланцевых отложениях, обнажающихся в бассейне реки Бетера. Вместе с тем до настоящего времени месторождений здесь не выявлено. В настоящем сообщении дается описание одного из немногих проявлений с промышленными содержаниями самородного золота, охарактеризован его состав и морфологические особенности.

Геологическая обстановка

Рассматриваемая территория расположена в зоне сочленения Зилаирского мегасинклинория (Зилаирской мегазоны) и Уралтауского мегантиклинория (зоны Уралтау). Различные авторы по-разному интерпретируют геологическое строение данной площади и проводят различное стратигра-

фическое расчленение. Согласно «классическим» представлениям, в пределах рассматриваемой территории с запада на восток отложения зилаирской свиты (D_3-C_1) сменяются породами бетринской свиты (S) и затем вендскими (акбиикская и белкейская свиты) и рифейскими (куртинская и уткальская свиты) образованиями зоны Уралтау [Геологическая ..., 2002].

Иначе трактуется строение Новоусмановской площади на геологической карте масштаба 1:200 000 последнего издания [Князев и др., 2008 г.] (рис. 1). Авторы данной карты в пределах рассматриваемой территории без изменений оставили лишь зилаирскую свиту, отложения которой слагают ее западную часть. Они представлены алевролитами кремнистыми темно-серыми, песчаниками граувакковыми и аргиллитами. Среди отложений зилаирской свиты в виде узкого клина, примыкающего к зоне Зилаиро-Уралтауского разлома, выделяются отложения ибрагимовской толщи (кремнистые и граувакковые алевролиты с прослоями углеродисто-глинистых сланцев) и новоусмановской свиты (песчаники кварцевые и алевролиты кремнисто-углеродистые). Оба стратиграфических подразделения выделены впервые авторами работы [Артюшкова, Маслов, 2008] и геолого-съёмочного отчета [Князев и др., 2008 г.]. Восточная часть территории сложена силурийско-ордовикскими образованиями белкейской (сланцы темно-серые углеродисто-глинисто-кварцевые, песчаники, алевролиты) и тупоргасской (алевропелиты от светло-серых до черных углеродистых) свит.

Граница между Зилаирским мегасинклинорием и зоной Уралтау на рассматриваемой территории является тектонической и проходит вдоль Зилаиро-

Уралтауского разлома (рис. 1), который сопровождается параллельными и оперяющимися разрывными нарушениями более высокого порядка. В районе д. Новоусманово, в зоне влияния этого разлома, широким распространением пользуются кварцевые жилы. Наиболее интенсивно они проявлены в разрезах вдоль правых притоков р. Бетеря — ручьев Турьелга, Бзаубаш, Каркабар, Саптарульган, Тупоргас и чаще всего приурочены к хлорит-серицит-кварцевым сланцам белекейской свиты и углеродисто-кремнистым сланцам новоусмановской свиты. По наблюдениям М.В. Рыкуса [Осадконакопление ..., 2002; Геология ..., 2012], большинство кварцевых жил имеет выдержанное на площади север-северо-

восточное простирание (ССВ 20–25°), близкое к залеганию сланцеватости во вмещающих породах. Помимо кварца в жилах присутствуют полевой шпат с незначительными примесями серицита, хлорита и пирита. Последний чаще всего окислен или выщелочен. Опробование жил показало их невысокую золотоносность (до 0,23 г/т) [Осадконакопление ..., 2002; Геология ..., 2012].

Фактический материал

Россыпное золото в приустьевой части ручья Турьелга было впервые обнаружено нами при проведении тематических работ по проекту «Рудонос-

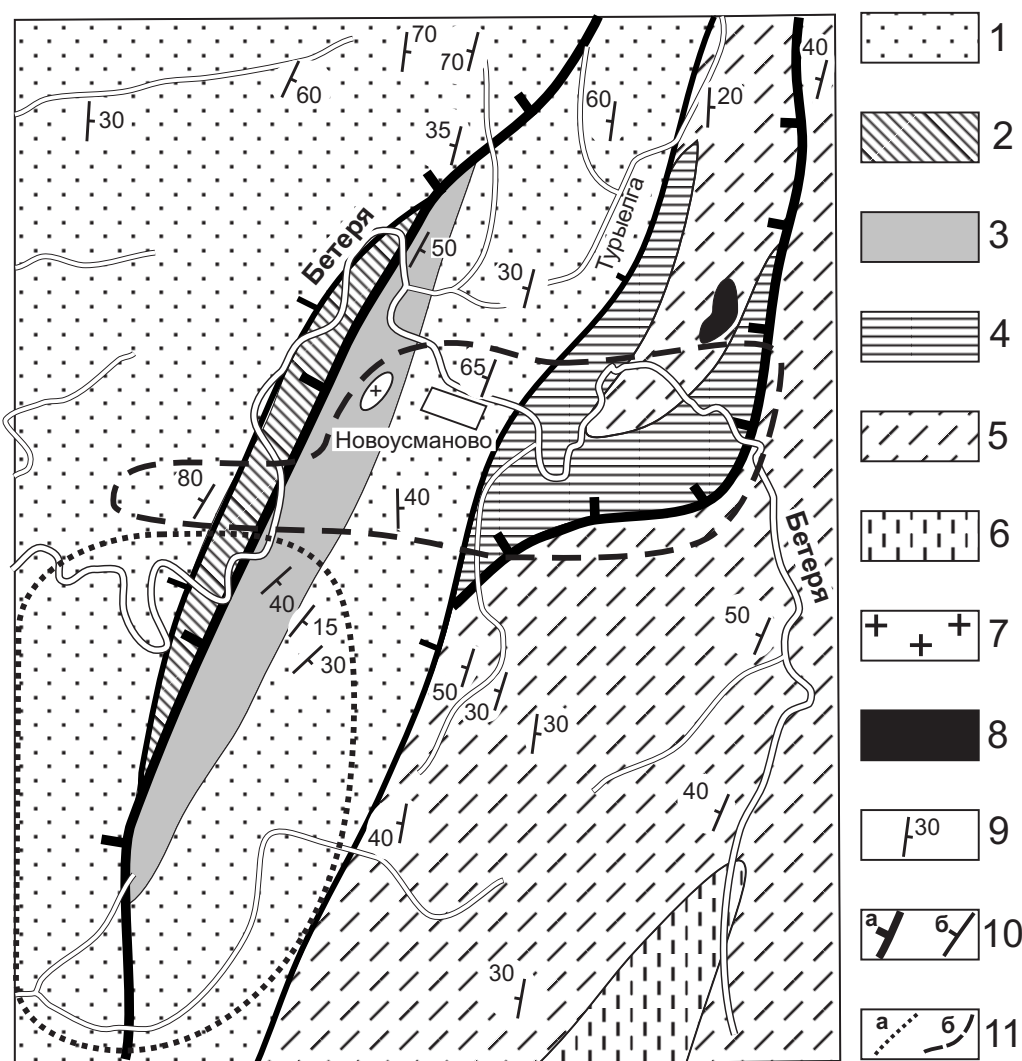


Рис. 1. Геологическое строение Новоусмановской площади. По данным работ [Князев и др., 2008 г.] с дополнениями по [Геологическая ..., 2002].

Условные обозначения: 1 — зилайрская свита (D_3-C_1z), 2 — ибрагимовская толща (D_3ib), 3 — новоусмановская толща ($D_{1-2}ni$), 4 — тупоргасская свита ($S_{1-2}tg$), 5 — белекейская свита ($O_{2-3}bl$), 6 — акбийская свита (O_1ak), 7 — граниты Артлышского массива, 8 — серпентиниты Бзаубашского массива, 9 — элементы залегания, 10 — разрывные нарушения различного порядка, 11 — контуры предполагаемых интрузивных тел, не выходящих на поверхность, по данным геофизических исследований (а — кислого состава, б — основного состава); кружком отмечено россыпное проявление золота.

ность северной части зоны Уралтау» в 1997 г. При шлиховом опробовании была установлена золотосодержащая приплотиковая часть разреза современного русла ручья с максимальной концентрацией металла (до $2,5 \text{ г/м}^3$) в «сланцевых шетках». Частицы золота здесь имеют размер $0,1-1,5 \text{ мм}$. Менее продуктивным оказался иловый материал, выносимый ручьем непосредственно на момент опробования. Здесь частицы металла были в среднем более мелкими ($0,1-0,5 \text{ мм}$) и содержание его составило менее 1 г/м^3 . Позднее в месте первых находок в рамках проекта ГДП-200 N-40-XXVIII (Бурзян) были проведены работы Ю.Г. Князевым с сотрудниками [2008 г.]. По данным этих авторов, в валунно-галечных отложениях с песчано-глинистым заполнителем мощностью более 2 м содержание золота варьирует от $0,11$ до $2,17 \text{ г/м}^3$. Авторами данного отчета на этом основании были подсчитаны прогнозные ресурсы золота по категории P_3 в количестве $1,2 \text{ т}$.

На рис. 2 представлены фотографии типичных частиц золота из описанного проявления. Все четыре золотины являются плохо окатанными и уплощенными. По классификации Н.А. Шило [2002] их можно отнести к типам IV–V («очень плохо обработанное» и «плохо обработанное» золото), которые характерны для начальной стадии аллювиально-аллювиальных месторождений. Наиболее крупная золоти́на имеет длину 2 мм при ширине 1 мм (рис. 2 а, б) и характеризуется уплощенной формой с достаточно глубоким рельефом на поверхности. Одна из исследованных частиц представлена сростком двух дисковидных выделений золота, соединенных почти под прямым углом (рис. 2 в, г). Диски, составляющие данную золоти́ну, имеют примерно равные размеры ($0,5 \times 0,5 \text{ мм}$) и изометричные в плане очертания. Поверхность их также обнаруживает рельеф. Более мелкие золотины ха-

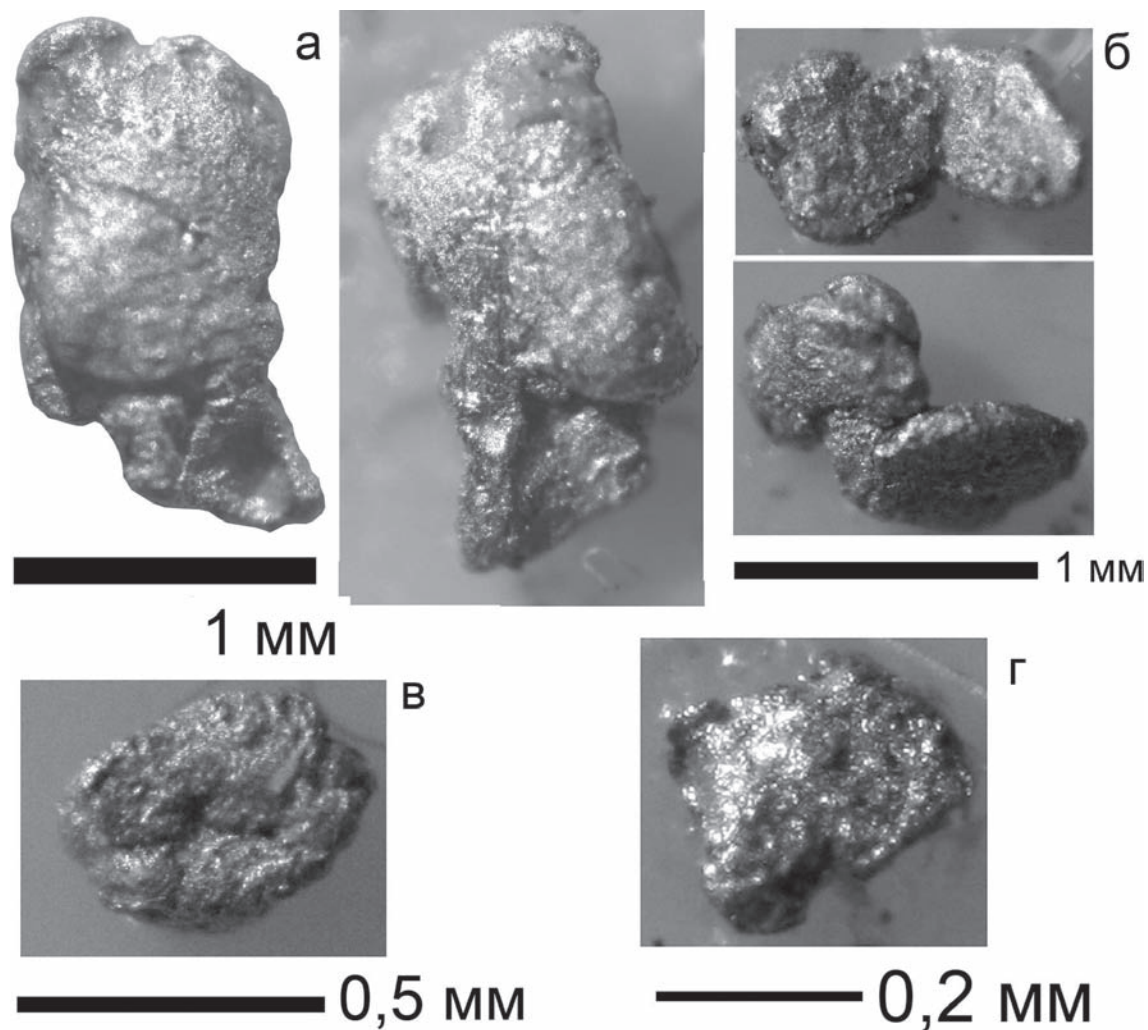


Рис. 2. Морфология частиц самородного золота из россыпного проявления «устье Турыелги»

Примечание: верхние снимки характеризуют две крупные золотины в различных ракурсах, нижние — две разные золотины.

рактируются меньшей уплощенностью (рис. 2 д, е), одна из них в плане представляет овал размером $0,5 \times 0,4$ мм с достаточно глубоким рельефом. Последняя золоти́на имеет размеры $0,3 \times 0,3$ мм и характеризуется угловатыми очертаниями. Таким образом, все изученные золоти́ны в непрепарированном состоянии представляли собой неокатанные частицы, что, вероятно, свидетельствует об их незначительном переносе от коренного источника.

Изучение морфологии частиц золота на более представительном материале подтвердило, что наибольшим распространением на проявлении пользуются пластинчатые выделения преимущественно изометричных очертаний. При этом часто отмечаются золоти́ны с изрезанными границами, выступами, реже встречаются удлиненные выделения. По гранулометрическому составу большая часть золота попадает в класс II «мелкого золота» (1–2 мм) по классификации Н.А. Шило [2002], несколько менее распространен класс I «весьма мелкого золота» (0,25–1 мм). Для изучения химического состава золота частицы были смонтированы в эпоксидный клей и препарированы до получения плоских полированных срезов. Электронно-микроскопические исследования проводились на СЭМ Vega3 Tescan с ЭДА с применением эталонов.

На рис. 3 и в таблице приведены результаты определения химического состава самородного золота из аллювия приустьевой части ручья Турыелга. На снимках в обратно-рассеянных электронах порядок следования срезов золотин соответствует таковому на рис. 2, где приведены их фотоизображения. В случае первых трех исследованных зерен наблюдается отчетливая закономерность увеличения пробности золота от центральных частей к периферии (рис. 3 а–в; таблица). Содержание золота увеличивается в этом направлении от 89,61–90,41% до 99,77–100%. В то же время, в одном из зерен подобной зональности не наблюдается при более низкой пробности золота (90,41–91,35% Au).

Из элементов-примесей значимые цифры получены только для ртути и меди. Медь зафиксирована только в одном анализе, во внутренней части наиболее крупного зерна в количестве 0,24%. Ртуть отсутствует в этом же зерне, но встречается во всех остальных зернах в количестве от 0,75 до 2,31%. В двух зернах с зональным распределением золота содержание ртути обнаруживает с последним обратную корреляцию. В самом мелком зерне с равномерным распределением золота также равномерной является и концентрация ртути. Таким образом, геохимические особенности изученного самородного золота определяются высокой пробностью (выше 900) и постоянным повышением ее от центра к краю золотин, наличием примесей меди и ртути.

Первая особенность является очень характерной для всех россыпных месторождений и связана с большей миграционной способностью серебра [Шило, 2002]. Примеси меди (до 0,24%) и ртути (до 2,3%) также довольно типичны для многих месторождений.

Обсуждение результатов

Приведенные выше описания позволяют высказать некоторые соображения о происхождении высоких концентраций самородного золота в аллювии приустьевой части ручья Турыелга и обсудить перспективы данной территории. Местоположение золотоносных отложений говорит о наличии преимущественно щеточной россыпи, незначительная золотоносность связана с современным руслом ручья (русовая россыпь по классификации [Шило, 2002]). Долина ручья Турыелга является узкой, слабо разработанной и прямолинейной (в переводе с башкирского название ручья означает «прямая речка»). В устьевой части ее ширина составляет около 80 м, террасы вдоль более пологого левого борта на всем протяжении долины очень слабо развиты, а на правом — отсутствуют (пойма переходит в коренной склон). По-видимому, врезание долины происходит в настоящее время, что может быть связано с неотектоническим подъемом территории.

Наличие щеточной и, в меньшей степени, русловой россыпи может говорить о том, что в настоящее время размывается коренной источник либо древняя россыпь. Но во втором случае должна быть золотоносна долина р. Бетери выше по течению, однако опробование руслового аллювия и террас на данном участке в 1997–2001 гг. дало отрицательный результат. Еще одним аргументом в пользу современного размыва коренного источника является морфология золота: исключительное преобладание пластинчатых неокатанных частиц в плотиковой части русла.

Рассматриваемая территория расположена в пределах восточного борта Зилаирского мегасинклинория, на северном продолжении Зилаирской золоторудной зоны, изучению которой ранее были посвящены поисковые и тематические работы [Шафеев, 1936 г.; Казаков, 1987 г.]. В бассейнах рек Зилаир, Ик и Сурень был выявлен ряд россыпей, в подавляющем большинстве которых продуктивными являются приплотиковые аллювиальные отложения и непосредственно сланцевые «щетки». По мнению П.В. Казакова [1987 г.; Казаков, Салихов, 2006], коренными источниками для россыпей служат рассредоточенные кварцевые жилы, в которых также известны проявления золото-кварцевой формации [Салихов и др., 2003].

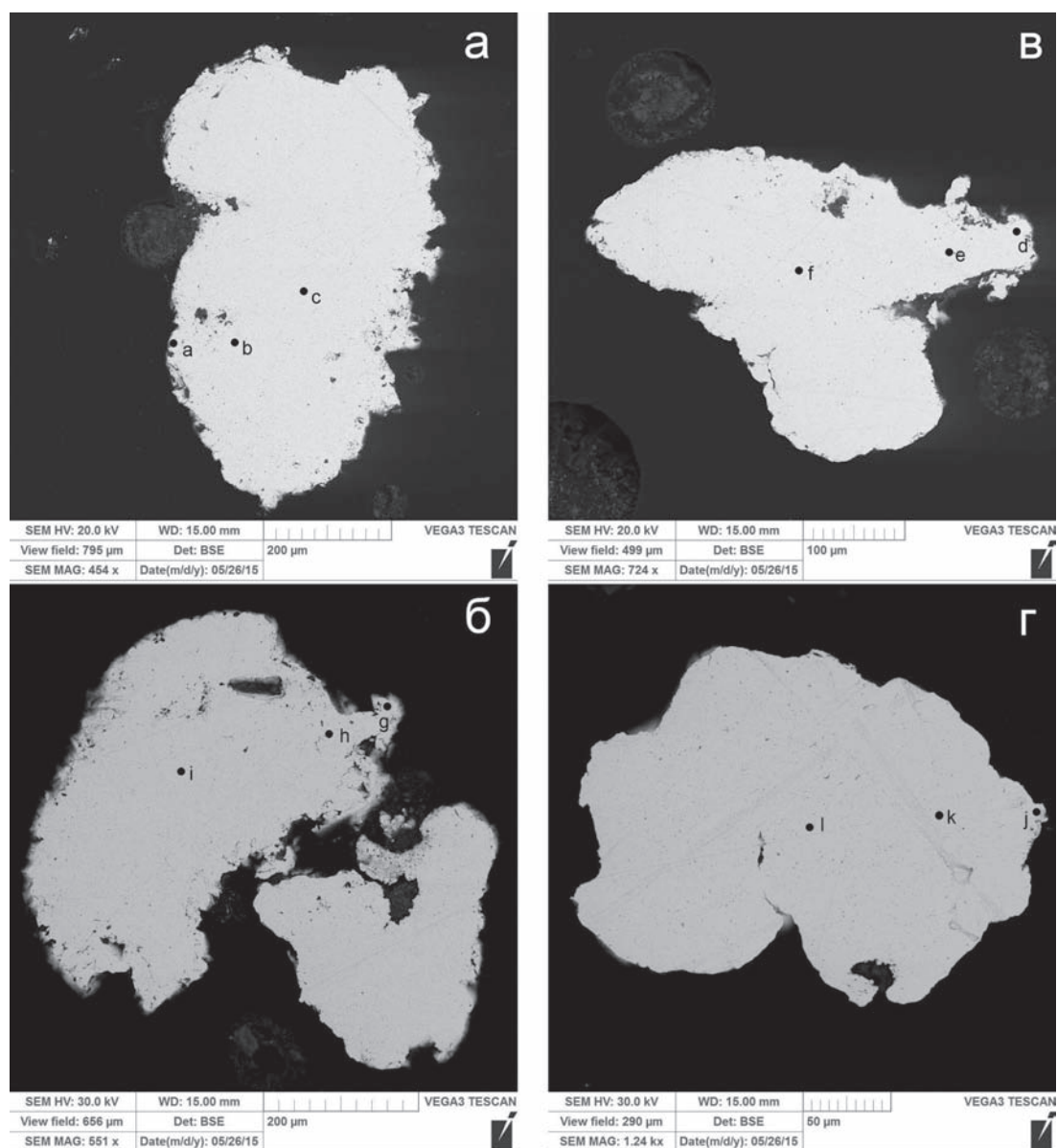


Рис. 3. Морфология полированных срезов золотин из россыпного проявления «устье Турыелги», изученных на сканирующем электронном микроскопе

Примечание: буквенные обозначения (а–г) соответствуют таковым на рис. 2.

Аналогичного мнения по поводу коренного источника Турыелгинской россыпи придерживается М.В. Рыкус [Геология ..., 2012], которым был предложен механизм формирования россыпи за счет обогащения слабозолотоносных кварцевых жил, которые пересекает ручей на протяжении около 10 км: долина ручья имеет секущее простирание (ЮЗ 220–240°) по отношению к преимущественной ориентировке жил (ССВ 20–25°). Для россыпей крупных долин (например, реки Зилаир) предполагается и другой источник, которым являются «промежуточные коллектора» — древние россыпи

палеозилаира, где было выявлено до 15 террас [Казак, 1987 г.]. Наряду с предложенными механизмами формирования россыпного оруденения, нельзя отрицать возможности поступления золота из неизвестных пока крупнообъемных коренных месторождений, которые могут быть приурочены к черносланцевым отложениям, широко развитым в пределах изученной площади.

Район ручья Турыелга является перспективным на обнаружение как россыпного месторождения, так и коренных объектов золото-кварцевого типа. Долина ручья приурочена к зоне сближенных раз-

Таблица

Химический состав самородного золота из россыпного проявления «устье Турыелги»

№ п/п	анализ	Au	Ag	Hg	Cu	сумма
1	15205a	100,18	0,17	—	—	100,35
2	15205b	97,56	2,02	—	0,24	99,82
3	15205c	89,61	10,19	—	—	99,8
4	15205d	99,77	0,23	—	—	100
5	15205e	91,13	7,03	1,84	—	100
6	15205f	90,23	7,46	2,31	—	100
7	15205g	99,89	—	—	—	99,89
8	15205h	98,59	0,66	—	—	99,25
9	15205i	92,17	6,12	0,75	—	99,04
10	15205j	90,41	7,62	1,03	—	99,06
11	15205k	90,47	8,21	1,07	—	99,75
12	15205l	91,35	7,82	1,38	—	100,55

рывных нарушений в области влияния Зилаиро-Уралтауского разлома. Не исключено, что сама долина ручья проходит по одному из разрывных нарушений более высокого порядка. По данным П.В. Казакова [1987 г.], район д. Новоусманово представляет собой место пересечения кольцевой структуры с Сибайско-Кужинской линеamentной зоной. Аналогичная приуроченность россыпей золота к местам пересечения кольцевых структур с линеamentами установлена южнее, в пределах Зилаирской золотоносной зоны [Казаков, 1987 г.]. Возможно, кольцевая структура обусловлена не-вскрытой интрузией гранитоидного состава, выявляемой на картах геофизических полей [Геологическая ..., 2002] и представленной на поверхности небольшим Артлышским массивом.

В региональном плане установление промышленной золотоносности на Новоусмановской площади позволяет положительно оценивать перспективы восточного борта Зилаирского мегасинклинория в целом. Дело в том, что помимо известных россыпей южной части мегасинклинория, в его северной части была установлена золотоносность верховьев р. Узьян [Петров, 1998 г.; Князев и др., 2008 г.]. Приуроченность большей части месторождений и проявлений золоторудной минерализации к восточному борту мегасинклинория может указывать на генетическую связь оруденения с зоной влияния Зилаиро-Уралтауского разлома. По аналогии с Авзянским рудным районом, который, как известно, практически полностью контролируется зоной Караташского разлома [Рыкус, Сначев, 1999], здесь также можно ожидать не только промышленную россыпную минерализацию, но и обнаружение коренных месторождений.

Выводы

1. В приустьевой части долины ручья Турыелга выявлено россыпное проявление золота щеточного типа с высоким содержанием металла (около 2 г/м³). Самородное золото представлено плохо окатанными уплощенными частицами размером от 0,1 до 2 мм. По составу золото является высокопробным: 892–904 в центре и 980–1000 по периферии частиц. Примеси представлены ртутью (0,75–2,31%) и медью (до 0,24%).

2. Предполагается, что коренным источником россыпи могут служить рассредоточенные кварцевые жилы. В качестве дополнительного коренного источника рассматриваются крупнообъемные месторождения тонкого золота в углеродистых сланцах новоусмановской и зилаирской свит.

3. Перспективы россыпной и коренной золотоносности территории оцениваются положительно и связываются с сочетанием благоприятных факторов: а) приуроченностью площади к месту пересечения кольцевой и региональной линеamentной структур, б) наличием на площади серии параллельных субмеридиональных разломов, в) наличием тел гранитного состава (Артлышский массив) и предполагаемой более крупной интрузии, не выходящей на поверхность.

Литература:

Артюшкова О.В., Маслов В.А. Новые данные по корреляции девонских отложений на восточном борту Зилаирского мегасинклинория (Южный Урал) и некоторые проблемы реконструкции фациальных обстановок // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. — Екатеринбург, 2008. — С. 35–38.

Геологическая карта Российской Федерации и сопредельной территории Республики Казахстан. N-40 (41) – Уфа / Под ред. В.И. Козлова. 1:1 000 000 (новая серия) – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002.

Геология, петрохимия и рудоносность углеродистых отложений Южного Урала / А.В. Сначев, В.И. Сначев, М.В. Рыкус, Д.Е. Савельев, Е.А. Бажин, Ф.Р. Ардисламов. – Уфа: ДизайнПресс, 2012. – 208 с.

Казаков П.В., Салихов Д.Н. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (россыпное золото). – Ч. 2. – Уфа: Гилем, 2006. – 288 с.

Осадконакопление, магматизм и рудоносность северной части зоны Уралтау / М.В. Рыкус, В.И. Сначев, Р.А. Насибуллин, Н.Г. Рыкус, Д.Е. Савельев. – Уфа: БГУ, 2002. – 268 с.

Рыкус М.В., Сначев В.И. Золото западного склона Южного Урала. – Уфа: УНЦ РАН, 1999. – 170 с.

Салихов Д.Н., Ковалев С.Г., Беликова Г.И., Бердников П.Г. Полезные ископаемые Республики Башкортостан (золото). – Ч. 1. – Уфа: Экология, 2003. – 222 с.

Шило Н.А. Учение о россыпях. Теория россыпеобразующих рудных формаций и россыпей. – Владивосток: Дальнаука, 2002. – 576 с.

Сведения об авторах:

Савельев Дмитрий Евгеньевич. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: savl71@mail.ru.

Блинов Иван Александрович. Институт минералогии Уральского отделения Российской академии наук (Институт минералогии УрО РАН), Челябинская обл., г. Миасс. E-mail: ivan_a_blinov@mail.ru.

Бажин Евгений Александрович. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: bazhin_evgeniy@mail.ru.

CHEMISTRY AND MORPHOLOGY OF THE NATIVE GOLD FROM A PLACER OCCURRENCE OF THE NOVOUSMANOVSKAYA AREA (THE SOUTHERN URALS)

D. E. Saveliev, I. A. Blinov, E. A. Bazhin

Saveliev Dmitry Evgenievich. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: savl71@mail.ru.

Blinov Ivan Alexandrovich. Institute of Mineralogy, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Ilmeny Reserve, Miass, Chelyabinsk oblast. E-mail: ivan_a_blinov@mail.ru.

Bazhin Evgeniy Alexandrovich. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: bazhin_evgeniy@mail.ru.

Abstract. A new placer occurrence of the native gold is described at the mouth of Turyyelga brook. It is shown that this occurrence belongs to the «brush» in accordance with the existing classification and it is comparable with the known placer deposits of the Zilair zone. Native gold particles are fine and middle in size (0.1–1.5 mm) and high grade chemically (89–100% Au). The gold particles are poorly rounded, sharp-edged, flattened in form. It is suggested that the studied area is favourable for a discovery of new placer deposits and orogenic sources, which are localized near the Zilairo-Uraltausky fault zone.

Key words: native gold, placer occurrence, Zilairskaya megazone.

УДК 553.411.071

Д. Е. Савельев, И. Я. Илалтдинов, Е. А. Бажин, И. А. Блинов

САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО ИЗ АЛЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И КОРЕННЫХ ПОРОД ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ МАССИВА СРЕДНИЙ КРАКА

Аннотация. Приведены новые данные по золотоносности ультрамафитов массива Средний Крака. Самородное золото выделено из шлиховой пробы ручья Черный Ключ и находящегося в его бассейне коренного проявления железистых хромититов Западно-Саксейского. Изучены размер, морфология и химический состав частиц золота. Преимущественным распространением в железистых хромититах и аллювии пользуется тонкое золото размером менее 100 микрон, преобладает высокопробное золото, но отдельные частицы в коренном проявлении представлены электрумом.

Ключевые слова: самородное золото, ультрамафиты, хромититы, Средний Крака.

Введение

Поиски благороднометалльного оруденения, связанного с ультраосновными породами массивов Крака и, особенно, с габброидным комплексом массива Средний Крака, наиболее активно проводились на рубеже 1990-х и 2000-х годов [Ковалев, Сначев, 1997, 1998; Ковалев и др., 1997; Сначев и др., 1996, 2001; Савельев, 2000 и др.; Сначев и др., 2000 г.]. В хромовых рудах отдельных рудопроявлений и месторождений, в метасоматически измененных габброидах и ультрамафитах были выявлены повышенные содержания золота (до 2 г/т) и платиноидов (до 3–5 г/т), однако собственных минералов олоота и платиноидов найдено не было. Только единичные знаки самородного золота были отмечены в приплотиковых отложениях цокольной террасы левого борта ручья Черный Ключ. Анализ центральной и краевой частей золотины изометричной формы размером сечения около 0,5 мм показал соответственно: Au — 93,38 и 98,87; Ag — 5,62 и 0,3% [Ковалев, Сначев, 1998; Сначев и др., 2000 г.].

Первые сообщения о наличии золота в коренных породах массивов появились в работе [Ковалев и др., 2007], а минералы платиноидов были обнаружены в проявлениях железистых хромититов, залегающих в ультрамафитах основания габброидного комплекса [Зайков и др., 2012; Савельев и др., 2014, 2015]. В данном сообщении мы приводим дополнительные сведения о самородном золоте аллювиальных отложений ручья Черный Ключ и первые данные о коренной минерализации

в платино-феррихромититовом проявлении Западно-Саксейское.

Самородное золото из аллювиальных отложений ручья Черный Ключ

Долина ручья Черный Ключ протягивается в меридиональном направлении с севера на юг на 7 км (рис. 1) до впадения в р. Кагу на западной окраине д. Хамитово. Для ручья характерно наличие многочисленных левых притоков и практически отсутствие правых, за исключением ручья Тальник, который впадает в Черный Ключ в непосредственной близости от его впадения в р. Кагу. Долина ручья и его левые притоки размывают породы габброидного комплекса массива Средний Крака, которые представлены клинопироксенитами с небольшими проявлениями железистых хромититов, верлитами, серпентинитами, разнообразными габброидами, диоритами и продуктами их метасоматического замещения («родингитами»). Правые притоки в виде слабо выраженных пологих логов пользуются наибольшим развитием в северной части территории (в верховьях ручья). В этой же части Черный Ключ размывает западную часть реститового комплекса с Ключевским рудопроявлением вкрапленных хромовых руд высокохромистого типа.

На большей части долины ручей и его левые притоки трассируют разрывные нарушения различного порядка. Основной разлом (собственно долина Черного Ключа) отделяет верлит-клинопироксенит-меланогаббровую часть разреза на востоке от тел крупнозернистых габбро на западе. Здесь в долине преимущественно обнажаются метасоматически измененные габброиды и серпентиниты. В верховьях ручей отделяет габброидный комплекс на востоке

© Д. Е. Савельев
© И. Я. Илалтдинов
© Е. А. Бажин
© И. А. Блинов

от вмещающих палеозойских кварцевых песчаников и сланцев на западе. Левые притоки ручья трассируют оперяющие разрывные нарушения, вдоль которых происходят смещения пород полосчатого комплекса друг относительно друга с небольшой амплитудой.

Шлиховая проба, из которой были выделены частицы самородного золота, была отобрана в точке СК-1957 (рис. 1), расположенной в нижнем течении ручья, в том же месте, где были известны находки самородного золота [Ковалев, Сначев, 1998; Сначев и др., 2000 г.] в приплотиковой части цокольной террасы, которая фрагментарно вскрывалась в левом борту ручья. Нами была опробована верхняя часть русловых и косовых отложений.

Объем пробы составил около 0,5 м³, выход тяжелой фракции составил около 200 г. Тяжелая фракция пробы была рассеяна по фракциям +0,5/−0,5+0,25 / −0,25 +0,1 / −0,1 мм и в дальнейшем каждая исследовалась под стереомикроскопом МСП-1. По мере обнаружения частиц золота, они

нумеровались, часть из них фотографировалась. Всего было встречено несколько частиц золота тонкой размерности (менее 50 мкм) и отдельные зерна более крупного размера.

В верхней части аллювиальных отложений ручья преобладают сильно уплощенные и удлиненные частицы тонкого золота (средний размер сечения менее 100 мкм), и значительно реже встречается мелкое золото (0,1–0,3 мм; рис. 2) изометричной (№ 46), клиновидной (№ 11) или пластинчатой (№ 15) формы. На некоторых частицах видны борозды (№ 11), свидетельствующие или о транспортировке в потоке, или об образовании внутри тектонических зон (например, в серпентинитах меланжа). Кроме собственно частиц золота, встречено несколько сростков его с нерудными минералами (кварцем № 12, темноцветными силикатами № 20). В сростках также встречено исключительно тонкое золото (10–50 мкм), морфология его изменяется от призматической (№ 20) до проволокообразной (№ 12) формы.

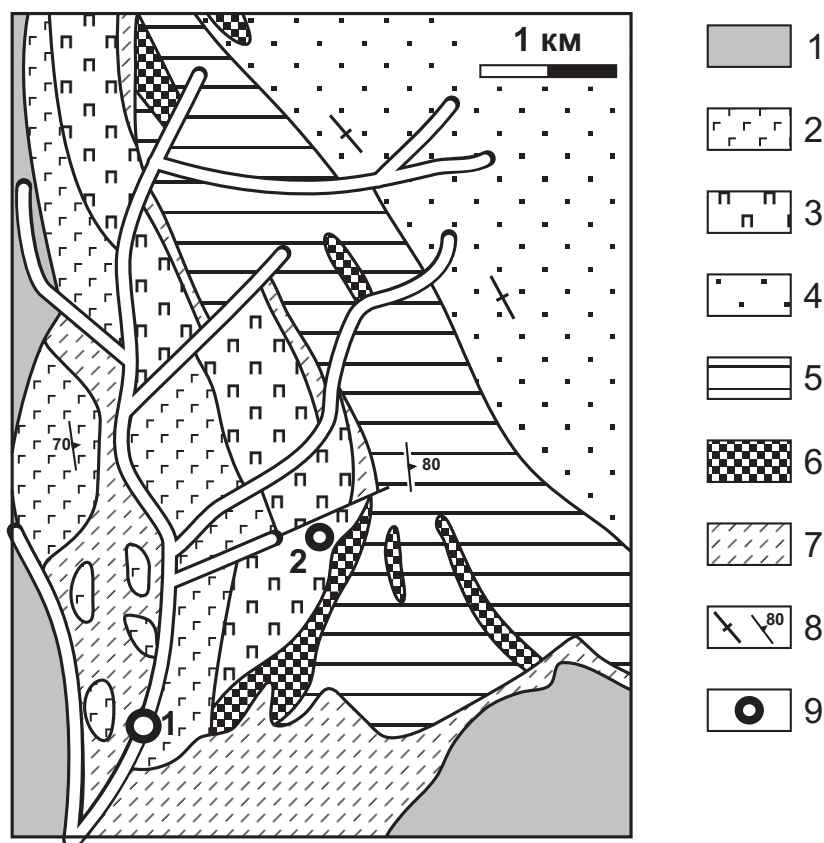


Рис. 1. Геологическое строение участка долины руч. Черный Ключ. По данным работы [Савельев и др., 2008] с дополнениями

Условные обозначения: 1 — вмещающие осадочные и вулканогенно-осадочные породы палеозоя; 2 — габброиды; 3 — верлиты и клинопироксены («полосчатый комплекс»); 4 — преимущественно шпинелевые перидотиты; 5–6 — дунит-гарцбургитовый комплекс: 5 — преимущественно гарцбургиты, 6 — преимущественно дуниты; 7 — преимущественно серпентиниты; 8 — элементы залегания первичной полосчатости пород; 9 — местоположение изученных объектов: 1 — аллювиальные отложения ручья Черный Ключ, 2 — Западно-Саксейское проявление

Самородное золото из проявления железистых хромититов Западно-Саксейское

Западно-Саксейское рудопроявление (точка СК-186) приурочено к клинопироксенитам, залегающим в основании габброидного комплекса [Савельев и др., 2008]. Оно расположено в верховьях небольшого лога — притока ручья Черный Ключ, в 600 м западнее месторождения вкрапленных хромовых руд Правый Саксей. В районе рудопроявления преимущественным распространением пользуются разнозернистые зеленые клинопироксениты с порфирикластической структурой. Рудные прожилки являются более поздними по отношению к вмещающим их пироксенитам, иногда они образуют штокверк или тонкую сетку в породе.

В образцах, отобранных из старых канав, пройденных при поисковых работах на хромовые руды в 1930-е годы, были выявлены высокие концентрации платиноидов при среднем значении их суммы 1,55 г/т и золота до 2 г/т [Савельев и др., 2008, 2014, 2015]. Среди платиноидов ведущая роль принадлежит платине, затем следует палладий, ниже концентрации родия и рутения. В целом геохимическая

платинометальная специализация характеризуется преобладанием легкоплавкой ассоциации элементов и может быть отнесена к палладий-платиновому типу. В результате изучения аншлифов были найдены минералы платиновой группы — тетраферроплатина и железистый брэггит [Зайков и др., 2012; Савельев и др., 2014], также отмечалось самородное золото.

Позднее нами была отобрана проба хромититов для обогащения на винтовом сепараторе с использованием двух вариантов пробоподготовки. Первоначально из исходной пробы были отобраны две навески обломков горной породы массой около одного килограмма, которые были подвергнуты дроблению на щековой дробилке ШД-6 до крупности 1 мм.

Первый вариант пробоподготовки включал следующие операции: 1) обогащение дробленого материала на винтовом шлюзе с получением концентрата; 2) сушку и взвешивание концентрата винтового шлюза; 3) полуколичественный минералогический анализ концентрата винтового шлюза; 4) домывка концентрата винтового шлюза пробы в тяжелой жидкости (бромформе) до ультракон-

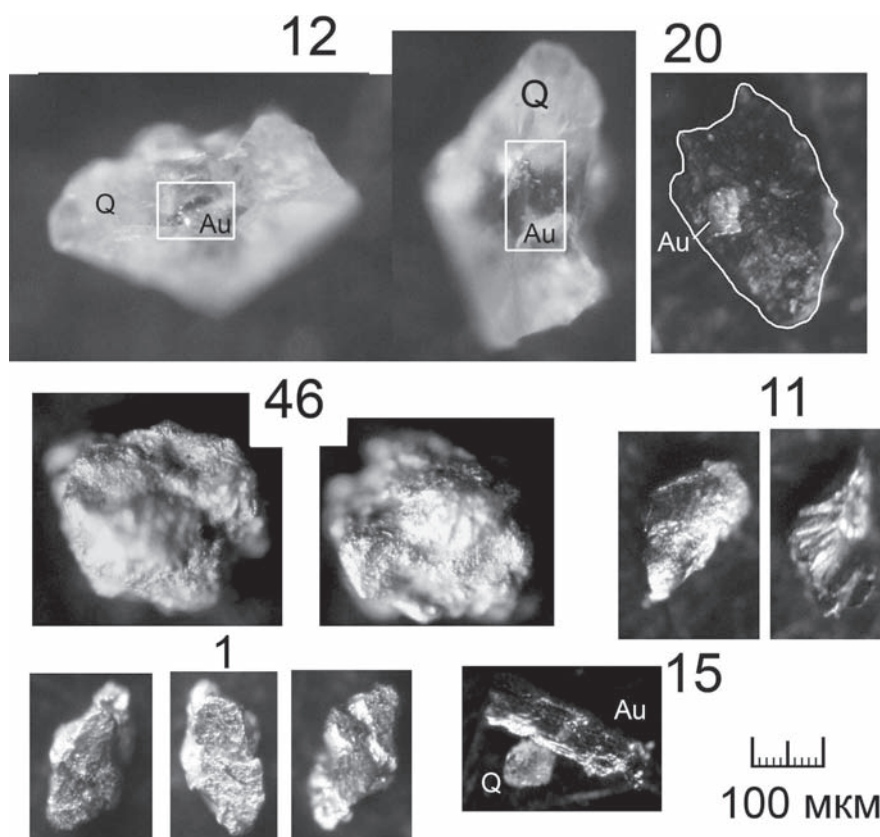


Рис. 2. Размер и морфология наиболее крупных золотин и сростков золота из аллювиальных отложений ручья Черный Ключ

Примечание: рамкой выделен участок с выделением золота в кварце, Q — кварц, рх/hb — зерно пироксена или роговой обманки с выделением золота

центра; 5) просмотр ультраконцентрата с отбором монофракций золота и предполагаемых зерен платиноидов; 6) квартование концентратов винтового шлюза и отбор навески массой 2 г; 7) истирание навески концентрата массой 2 г на планетарной Мономельнице «Пульверизетте 6»; 8) изготовление таблеток из исходного вещества с подложкой на борной кислоте на лабораторном гидравлическом прессе ПЛГ-20; 9) анализ состава вещества на рентгенофлуоресцентном спектрометре марки S8 Tiger; 10) анализ зерен минералов на сканирующем электронном микроскопе марки JSM 6390L фирмы JEOL с приставками (EDS WDS).

Второй вариант пробоподготовки включал отмучивание навески дробленого материала пробы по методу А.Н. Сабанина. Навеска исходной пробы просеивалась мокрым способом через сито с диаметром отверстий 0,25 мм в чашку. Оставшиеся на сите частицы высушивались и взвешивались. Содержимое чашки небольшими порциями переносилось в градуированные стаканы до уровня 2 см выше нулевого, взбалтывалось мешалкой и через 100 сек сливалось до нулевого уровня. Данную операцию повторяли до тех пор, пока весь материал из чашки не был переведен в стаканы и после взбалтывания через 100 секунд в слое воды от нулевой линии до отметки 2 см не осталось взвешенных частиц. Таким путем мы отмутили фракцию менее 0,01 мм.

Материал фракций +0,25 мм, 0,25–0,01 мм и менее 0,01 мм высушивался и взвешивался. Фракция 0,25–0,01 мм пробы была подвергнута предварительно магнитной сепарации с выделением соответственно магнитной и немагнитной фракций. Немагнитная фракция класса 0,25–0,01 мм в дальнейшем была обработана на сепараторе электромагнитном валковом ЭВС-10/5 с выделением сильноэлектромагнитной, слабоэлектромагнитной и неэлектромагнитной фракций. Неэлектромагнитная фракция пробы СК-186 была просмотрена на наличие знаков золота.

Проведенные исследования концентрата винтового шлюза показали, что содержание хромшпинелидов в них составляет около 90%, что свидетельствует об их достаточно высокой концентрации в конечном продукте в результате гравитационного обогащения. В концентрате в небольших количествах присутствуют: оливин (5%), пироксены (6%), магнетит (0,5%). Выход концентрата винтового шлюза от исходной навески пробы составил 18%. Из концентрата пробы СК-186 были выделены частицы золота крупностью преимущественно менее 0,1 мм (рис. 3, 4), лишь одна золоти́на имеет длину 0,4 мм при ширине 0,1–0,2 мм. Цвет минерала золотисто-желтый, форма изометричная, реже — удлиненная, в поперечном срезе — уплощенная.

Частицы золота были выделены из концентрата винтового шлюза в результате гравитационного обогащения исходной дробленой пробы в количестве 20 знаков, а из неэлектромагнитной фракции класса 0,25–0,01 мм в количестве 3 знаков.

Химический состав золотин исследовался в 2-х вариантах. В первом случае золотины были наклеены на токопроводящий скотч и изучены на сканирующем электронном микроскопе JSM 6390L JEOL с приставками (EDS WDS) (аналитик Б.М. Осовецкий). Во втором случае для изучения химического состава золота все частицы были монтированы в эпоксидный клей и препарированы до получения плоских полированных срезов. Электронно-микроскопические исследования проводились на СЭМ Vega3 Tescan с ЭДА, с применением эталонов. В таблице и на рис. 4 показаны результаты анализа самородного золота по второму варианту, а в последнем столбце даны в обобщенном виде данные первоначального исследования, поскольку в расширенном виде они опубликованы в работе [Шипигусева, Илалтдинов, 2015]. Из таблицы следует, что в первом случае получены весьма разнообразные данные о химическом составе золотин. Соотношение Au/Ag варьирует в широких пределах — от высокопробного золота с отношением 94%/6% до электрума 54,8%/44,5%, а одно зерно представлено ртутистым золотом, содержащим 8% ртути. Кроме того, отмечены постоянные примеси меди, а в отдельных зернах — мышьяка, селена и палладия.

Частицы золота, изученные в плоских срезах на сканирующем микроскопе Vega 3 Tescan, имеют более стабильный химический состав, который характеризуется устойчиво высоким содержанием золота (93,43–94,29%) и низкой концентрацией серебра (5,71–7,35%) при отсутствии каких-либо примесных элементов в количествах, превышаю-

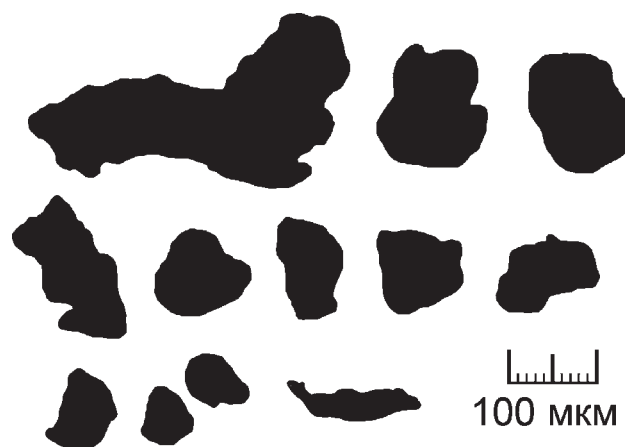


Рис. 3. Размеры и морфология частиц самородного золота из пробы-протоочки СК-186 (Западно-Саксейское проявление)

Рис. 4. Срезы частиц самородного золота из проявления Западно-Саксейское, изученные на сканирующем электронном микроскопе Vega 3 Tescan (фрагмент 15206)

ших предел обнаружения. При этом состав золотин значимо не изменяется от центра к краям зерен, что отличает золото коренного источника от аллювиального. Не отмечается различий и в составе золотин различного размера и морфологии: крупная золотина неправильной формы с изрезанными границами (15206 а–с) обладает таким же составом, как и мелкие изометричные частицы (15206 d, e). Приведенный выше в значительной степени противоречивый фактический материал не позволяет на данном этапе исследований сделать определенные выводы о генезисе коренной золоторудной минерализации. Этот вопрос требует более детального изучения в будущем.

Выводы

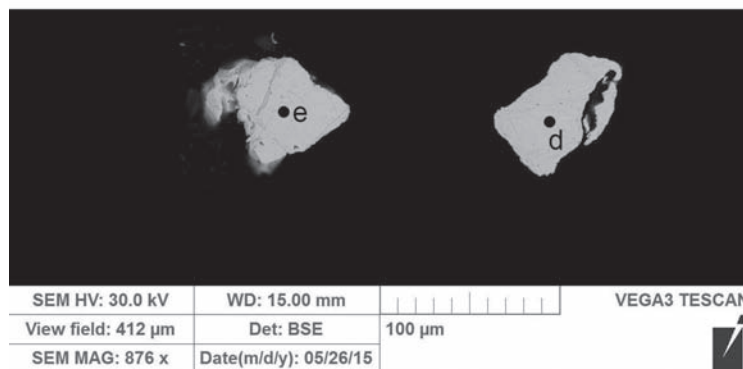
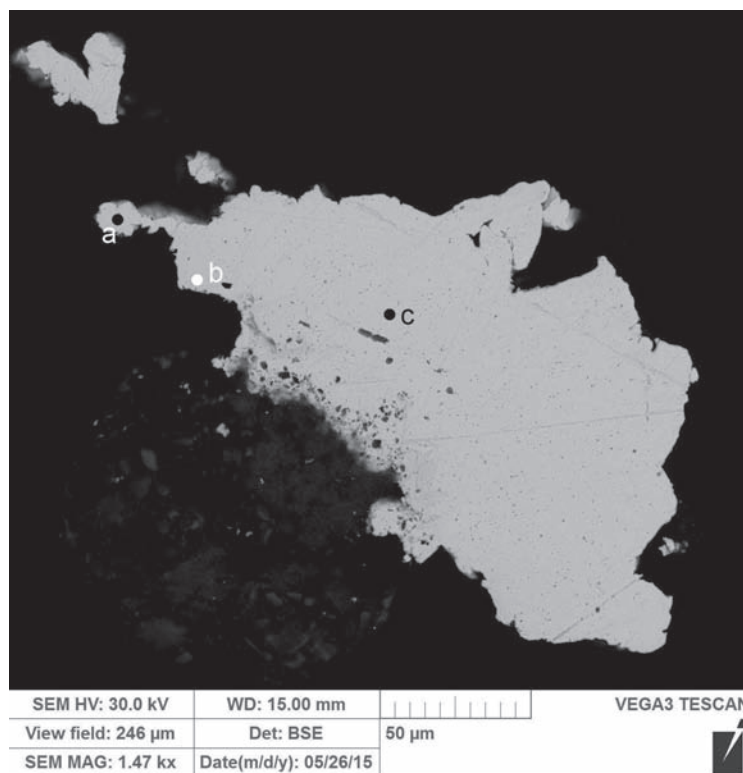
Проведенные исследования аллювиальных отложений ручья Черный Ключ и железистых хромититов проявления Западно-Саксейское позволили существенно расширить знания о золотоносности западной части массива Средний Крака.

1. Русловые и косовые отложения ручья Черный Ключ содержат значительное количество тонкого золота размером менее 100 микрон, в меньшем количестве здесь присутствуют частицы размером 0,1–1 мм. Мелкое золото преимущественно представлено изометричными окатанными частицами, а тонкое — плоскими чешуйчатými, удлинненными и клиновидными частицами.

2. Наличие сростков золота с нерудными и рудными минералами говорит о различных коренных источниках, питающих россыпь. Предположитель-

но, среди них могут быть: а) кварцевые жилы вмещающих пород, б) проявления хромититов, в) измененные породы габброидного комплекса.

3. Одним из достоверно установленных коренных источников золота является Западно-Саксейское проявление железистых хромититов. Частицы золота здесь представлены преимущественно тонкой размерностью (менее 100 микрон) и характери-



Таблица

Химический состав самородного золота из проявления Западно-Саксейское

№ анализа	15206a	15206b	15206c	15206d	15206e	СК-186* (n=9)
Au	94,29	93,9	94,1	94,07	93,43	54,8–94,09
Ag	5,71	6,31	5,9	5,93	7,35	1,24–44,5

Примечание: звездочкой отмечены анализы, сделанные в непрепарированных частицах золота на СЭМ JSM 6390L JEOL с приставками (EDS WDS), аналитик Б.М. Осовецкий. В них кроме золота и серебра также определены примеси: Hg до 8,08% (1), Cu 0,2–2,2% (9), As 0,22–0,23% (2), Se 0,17–0,26% (3), Pd до 0,26% (1).

зуются изометричной и удлинённой формой в плане и уплощённой — в поперечном разрезе. Состав золота преимущественно высокопробный (93–95% Au), но, возможно, в небольших количествах присутствуют зерна электрума.

Работа выполнена при поддержке гранта «РФФИ-Поволжье», проект «№14-05-97001 р_поволжье_а».

Литература:

Зайков В.В., Савельев Д.Е., Котляров В.А., Юминов А.М., Жеребцов Д.А., Галимов Д.М., Судариков М.В. Платиноиды в хромитовых рудах Южного Урала: данные по гипербазитовым массивам Карабашскому, Варшавскому и Среднему Крака // Металлогения древних и современных океанов — 2012. Гидротермальные поля и руды. — Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. — С. 176–182.

Ковалев С.Г., Сначев В.И. Перспективы платиноносности западного склона Башкирского Урала // Отечественная геология. — № 7. — 1997. — С. 26–30.

Ковалев С.Г., Сначев В.И. Гипербазитовые массивы Крака (геология, петрология, металлогения). — Уфа, 1998. — 104 с.

Ковалев С.Г., Сначев В.И., Савельев Д.Е. Перспективы платиноносности рудных формаций башкирской части Южного Урала // Горный журнал: известия ВУЗов. — 1997. — № 5–6. — С. 34–40.

Ковалев С.Г., Черников А.П., Бурдаков А.В. Первая находка самородного золота в хромитовых объектах мас-

сивов Крака (Южный Урал) // Докл. РАН. — 2007. — Т. 414, № 3. — С. 364–367.

Савельев Д.Е. Петрогеохимические особенности и рудоносность габбро-гипербазитового массива Средний Крака: Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук / МГУ. — М., 2000. — 27 с.

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.

Савельев Д.Е., Белогуб Е.В., Зайков В.В., Сначев В.И., Котляров В.А., Блинов И.А. Платинометальная минерализация в ультрамафитах массива Средний Крака (Южный Урал) // Руды и металлы. — 2014. — № 6. — С. 33–42.

Савельев Д.Е., Белогуб Е.В., Зайков В.В., Сначев В.И., Котляров В.А., Блинов И.А. Первые проявления платинометальной минерализации в ультрамафитах массива Средний Крака (Южный Урал) // Докл. РАН. — 2015. — Т. 460, № 5. С. 566–569.

Сначев В.И., Ковалев С.Г., Рыкус М.В., Высоцкий И.В. Новые данные по золотоносности западного склона Южного Урала: Препр. / РАН. Уфимский науч. центр. Ин-т геологии. — Уфа, 1996. — 29 с.

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

Шипигусева А.Д., Илалтдинов И.Я. Золото Западно-Саксейского рудопроявления массива Средний Крака (Южный Урал) // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. — Пермь: Изд-во ПГНИУ, 2015. — С. 62–64.

Сведения об авторах:

Савельев Дмитрий Евгеньевич. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: savl71@mail.ru.

Илалтдинов Илдар Ягфарович. Пермский государственный национальный исследовательский университет (ПГНИУ), г. Пермь, E-mail: ildar.ilaltdinov@psu.ru.

Бажин Евгений Александрович. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: bazhin_evgeniy@mail.ru.

Блинов Иван Александрович. Институт минералогии Уральского отделения Российской академии наук (Институт минералогии УрО РАН), Челябинская обл., г. Миасс. E-mail: ivan_a_blinov@mail.ru.

A NATIVE GOLD FROM PLACER DEPOSITS AND ROCKS OF THE WESTERN PART OF SREDNY KRAKA MASSIF

D. E. Saveliev, I. Ya. Ilaltdinov, E. A. Bazhin, I. A. Blinov

Saveliev Dmitry Evgenievich. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: savl71@mail.ru.

Ilaltdinov Ildar Yagfarovich. Perm State National Research University (PSNRU), Perm, Russia. E-mail: ildar.ilaltdinov@psu.ru.

Bazhin Evgeniy Alexandrovich. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: bazhin_evgeniy@mail.ru.

Blinov Ivan Alexandrovich. Institute of Mineralogy, Ural Branch, Russian Academy of Sciences, Imeny Reserve, Miass, Chelyabinsk oblast. E-mail: ivan_a_blinov@mail.ru.

Abstract. New data about gold concentrations in the ultramafic rocks of the Sredny Kraka massif are presented. The native gold particles from panning sample in the Cherny Kluch brook and from the Zapadno-Sacksey ferrichromite occurrence localized in its basin were found. The size, morphology and chemistry of gold particles were studied. In the hard rock occurrence and placer most widespread are tiny gold particles with size less 100 µm. The high grade gold particles are more typical but the electrum particles were also found in the exposed rocks.

Key words: native gold, ultramafic rocks, chromitite, Sredny Kraka.

УДК 553.061

В. И. Сначёв

МЕТАЛЛОГЕНИЯ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-УРАЛЬСКОГО ПОДНЯТИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Аннотация: В статье кратко рассмотрено геологическое строение северной части Восточно-Уральского поднятия, перечислены известные в ее пределах рудные месторождения и проявления. Сделана попытка сопоставить рудоносность рифей-вендских отложений Башкирского мегантиклинория с таковой Восточно-Уральского поднятия. Показано, что исходный набор рудных формаций рассматриваемых структурно-формационных зон приблизительно одинаков, что обусловлено единством их развития в раннем и позднем докембрии. Различия между ними связаны лишь с широким развитием в пределах Восточно-Уральского поднятия процессов гранитизации, проявившихся как в рифей-вендское (гранито-мигматитовые купола), так и позднепалеозойское (нормальные граниты) время, что привело к образованию здесь новых и преобразованию существующих рудных объектов.

Ключевые слова: металлогения, Восточно-Уральское поднятие, месторождение, руда.

Северная часть Восточно-Уральского поднятия (Кочкарский антиклинорий) сложена в различной степени метаморфизованными осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями преимущественно рифей-вендского возраста [Сначёв и др., 1990]. С запада она отделяется от Арамилско-Сухтелинской зоны субмеридиональным глубинным разломом, к которому приурочены небольшие массивы и тела ультрамафитов и гранитоидов. Стратиграфическая основа, принятая в данной работе, составлена с учётом данных, полученных нами и большим коллективом геологов Челябинской геологоразведочной экспедиции [Сначёв, Муркин, 1989; Сначёв и др., 1989].

В разрезе центральной части Кочкарского антиклинория выделяется шесть толщ (снизу вверх): еремкинская гнейсо-сланцевая (RF_{1-2}), кучинская карбонатная (RF_2), благодатская обломочная (RF_{2-3}), светлинская сланцевая (RF_3), александровская вулканогенно-осадочная (V), кукушкинская (O_{1-2}), карбонатная (C_{1v-n}) (рис.).

Восточно-Уральское поднятие представляет собой специфический объект, интерес к которому обусловлен не столько рассмотрением находящихся в его пределах рудных объектов, сколько появившейся возможностью проследить динамику их формирования. Признавая единство развития Восточно-Уральского и Башкирского поднятий в рифей-вендское время и показав сходство слагающих их терригенных и вулканогенных пород, а следовательно, и исходной металлогении [Сначёв

и др., 1990; Сначёв, Муркин, 1989], очень важно оценить роль гранитоидного магматизма и сопутствующих ему процессов в концентрации ранее рассеянных рудных элементов, в образовании новых и преобразовании существующих месторождений.

Рудная минерализация рифейского рифтогенно-депресссионного этапа развития Башкирского поднятия связана с накоплением преимущественно осадочных отложений. Магматизм в его пределах проявился лишь в локальных структурах типа грабенов [Главные..., 1990; Макушин, 1986; Савельев и др., 2009]. С терригенными отложениями каждого из трех крупных седиментационных циклов (бурзянский, юрматинский, каратауский) связаны древние россыпи циркон-рутила в песчаниках зильмердакской свиты, проявления благородных металлов в конгломератах. К черносланцевым толщам этих циклов приурочены повышенные геохимические концентрации молибдена, золота, ванадия; к карбонатным — цинка, свинца [Ковалев и др., 1997; Рыкус, Сначёв, 1999; Сначёв, Пучков, 2010; Сначёв и др., 2010; Рыкус и др., 2011]. Особенностью металлогении Башкирского мегантиклинория является отсутствие промышленных концентраций перечисленных выше элементов. Здесь известны только месторождения сидеритов и магнезитов (Бакало-Саткинский район), полиметаллов (Кужинское, Аршинское). С вулканогенными и интрузивными формациями рифея связаны также немногочисленные и небольшие рудные объекты, к числу которых относятся ильменит-титаномагнетитовые месторождения, приуроченные к дифференцированным габбро кусинско-копанского комплекса, медно-

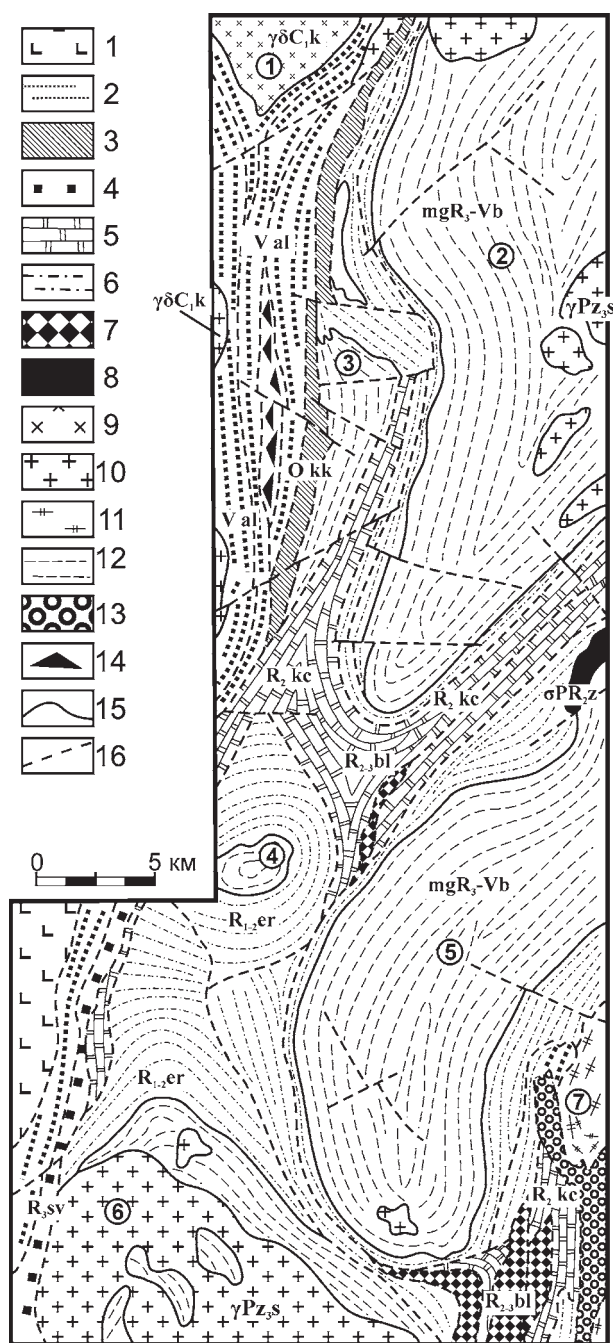


Рис. Схематическая геологическая карта Кочкарской площади. Составлена В.П. Муркиным [Сначёв, Муркин, 1989].

Условные обозначения: 1 — осадочно-вулканогенные образования Арамильско-Сухтелинской зоны; 2 — венд, александровская толща; 3 — венд-ордовик, кукушкинская толща; 4 — верхний рифей, светлинская толща; 5 — средний рифей, кучинская толща; 6 — протерозой, еремкинская толща; 7 — образования благодатской толщи (катаклазированные силикатно-карбонатные породы); 8 — метасульфиды; 9 — диориты, кварцевые диориты, габбро-диориты, габбро; 10 — граниты; 11 — плагиомигматиты; 12 — мигматиты гранитные; 13 — карбонатный меланж; 14 — катаклазы, тектониты нерасчлененные; 15 — стратиграфические и интрузивные границы; 16 — тектонические нарушения. **Цифры в кружочках** — гранитные массивы: 1 — Ключевской; 2 — Варламовский; 3 — Котликский; 4 — Еремкинский; 5 — Борисовский; 6 — Санарский; 7 — Пластовский (Андреевский).

вкрапленные проявления, ассоциирующие с дайковыми сериями.

На позднерифейско-вендско-кембрийском этапе эпиконтинентального рифтогенеза, в отличие от ранне- и среднерифейского, в составе осадочных пород резко преобладают песчаники, алевролиты. Отличаются своей пестротой и магматические породы как в эффузивной, так и интрузивной фациях [Главные..., 1990]. Определенными перспективами на поиски оруденения обладают, по мнению большинства исследователей, только магматические комплексы. Предполагается выявление в пределах западного склона Южного Урала карбонатитового оруденения, с пикритовыми комплексами возможны кимберлиты [Алексеев, Ковалев, 1994]. Из числа известных следует назвать свинцово-цинковые, барит-полиметаллические и баритовые проявления (Верхне-Аршинское, Кужинское и др.), а также редких, благородных металлов и флюорита (Беркутовское, Ивановское, Суранское и др), хромитового, медно-никелевого оруденения (Санаровский пояс) [Главные..., 1990]. Не исключена, а по-видимому и возможна, мобилизация рудного вещества при формировании некоторых из перечисленных объектов из нижележащих рифейских пород в процессе магматической деятельности [Анфимов и др., 1983; Широбокова, 1985].

Процесс мобилизации, переотложения и концентрации рудного вещества в явно больших масштабах проявился в пределах Восточно-Уральского поднятия в период формирования крупных верхнерифейско-вендских мигматитовых куполов, верхнепалеозойских гранитоидных массивов. В целом кислые интрузии занимают здесь до 60% территории. Металлогения Восточно-Уральского поднятия очень близка к таковой западного склона Южного Урала. В мраморах елизаветпольской и кучинской толщ, карбонатном меланже карбонатной толщи (Кочкарская, Джабыкская площади) известны мелкие месторождения и многочисленные проявления полиметаллов; в зоне сочленения Магнитогорской и Восточно-Уральской мегазон выявлено и разведано Амурское стратиформное цинковое месторождение [Серавкин, Сначёв, 2012]; в пределах пегматитовых полей установлена редкоземельная тантал-ниобиевая минерализация; в корях выветривания благодатской толщи — крупные проявления редких земель иттриевой и цериевой групп; в светлинской толще открыто одноименное месторождение и ряд рудопроявлений золота жильково-вкрапленного типа, россыпного золота. Кроме того, в кукушкинской и александровской толщах известны находки алмазов, с гранитоидами санарского и поварненского комплексов связаны проявления урана, с метасульфидным и метагаб-

броидным комплексами — хромитовое и медно-никелевое оруденение [Сначёв, Муркин, 1989].

Полиметаллические (существенно цинковые, свинцово-цинковые, свинцово-цинково-серебряные) рудные объекты на Кочкарской площади известны в мраморах и мраморизованных известняках как по западному, так и по восточному флангам поднятия. Однако в пределах последнего проявления более крупные и многочисленные. Все они сконцентрированы на Андрее-Юльевском (расположен между Санарским, Борисовским, Андреевским массивами) и Чуксинском (расположен между Варламовским и Коелгинским массивами) участках, испытавших в своей истории неоднократную тектоническую и магматическую проработку. Минерализация представлена гнездами и линзами галенита и сфалерита, как на Андреевском, Каменно-Павловском проявлениях, либо штокверками прожилково-вкрапленных руд (Каменно-Павловское, Котликское проявления). Мощность рудных линз иногда достигает 4–5 м [Муркин и др., 1989ф]. Содержание свинца в сплошных рудах колеблется от 20 до 63%, серебра — от 106 до 633 г/т. Близость геологического положения, состава руд перечисленных проявлений Крестовоздвиженскому месторождению позволяет говорить об их формировании за счет регенерации и частичного переотложения руд стратиформного типа. Ранее предполагалось, что регенерация связана с внедрением гранитов санарского комплекса. Отобранный галенит из скв. 1673 одного из проявлений Андрее-Юльевского участка датирован В.М. Горожаниным свинец-свинцовым методом (лаборатория изотопной геологии Института геологии УНЦ РАН). Полученный возраст — 328 ± 6 млн. лет [Сначёв, 1993] близок границе нижнего и среднего карбона, что соответствует времени формирования гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации на соседней к востоку Увельской площади.

Тантало-ниобиевая минерализация приурочена к полям пегматитов и связана с поварненским гранитным комплексом (Светлинское проявление). Содержания полезных компонентов в рудных телах составляют в среднем 100–250 г/т (для колумбита-танталита) и около 600 г/т (для берилла). Максимальные концентрации тантала приурочены к альбитизированным и грейзенизированным пегматитам. По данным геологов ОАО «Челябинскгеосъемка» [Муркин и др., 1989ф], ценность проявления увеличивается в связи с хрусталеносностью рудных тел, находками здесь ювелирных кристаллов кварца и аквамарина.

С пегматитами санарского комплекса связано и крупное Теплинское проявление иттриевых и цериевых редких земель, открытое геологами поисково-съемочной партии Пластовского ГСО в конце

80-х годов. Проявление представлено черчитоносными корами выветривания пегматитов с содержанием черчита до 100–156 г/т, монацита — до 163 г/т.

Золотое оруденение Кочкарской площади в 80-е годы детально изучено В.Н. Сазоновым, Н.А. Григорьевым, В.В. Мурзиным, Э.И. Мещнером, В.В. Федосеевым, Р.О. Берзоном, А.А. Черемисиной и др. Считается, что практический интерес представляет здесь прожилково-вкрапленное оруденение метаморфогенно-гидротермального типа [Сазонов и др., 1988, 1989], к которому принадлежит Светлинское месторождение и несколько мелких проявлений.

Светлинское месторождение для Урала оригинально. Оно приурочено к вулканогенно-терригенной толще, зажатой между мраморами и зоной надвига, трассирующей цепочкой гипербазитовых тел [Сазонов и др., 1989]. Основная часть минерализации приурочена к нижней терригенной пачке, содержащей прослой углеродистых сланцев. Рудные тела представляют собой линейные зоны развития сульфидной вкрапленности и минерализованных кварцевых жил и прожилков, повторяющие контакты пород и тесно связанные с рассланцеванием. Большинство исследователей считают месторождение полигенным и полихронным, признается связь оруденения с изначальным седиментогенезом и последующее перераспределение его метаморфическими и метасоматическими процессами.

Представляется, что после накопления в рифее существенно терригенной светлинской толщи, углеродистая составляющая которой содержала определенное количество золота и серебра, начался период формирования мигматитовых куполов, который привел к метаморфизму пород в условиях амфиболитовой фации. В процессе роста куполов и антиклинорной структуры в целом, на ее крыльях, как наиболее ослабленных участках, образовались системы разломов, по которым циркулировали мантийные флюиды, содержащие довольно значительные концентрации золота. Доказательством тому служат высокие (в 10–15 раз выше кларка) содержания этого металла в кварце мигматитов [Сначёв и др., 1989]. В дальнейшем на Кочкарской площади несомненно не раз были периоды магматической и тектонической активизации, которые внесли свой вклад в окончательное оформление месторождения, тем более что длительность формирования самих мигматитовых куполов может достигать десятков, а то и сотен миллионов лет. Многочисленные датировки по слюдам [Сазонов и др., 1988, 1989] доказывают это.

Из всего сказанного выше следует, что светлинская толща перспективна на обнаружение минера-

лизации не только на западном борту Кочкарского антиклинория, но и на восточном, в частности на Андрее-Юльевском и Чуксинском участках, где геологическая ситуация такая же, как на территории рассматриваемого объекта. Севернее и южнее месторождения (западный борт антиклинория) светлинская толща, вероятно, не менее перспективна, но оруденение следует ожидать на более значительных глубинах, ибо центральный блок, вмещающий Светлинское месторождение, поднят на 200–300 м.

Образование Амурского стратиформного существенно цинкового месторождения, скорее всего, происходило в конце средне- — начале позднедевонского времени в крайней восточной части Магнитогорской мегазоны в связи с завершением в ней вулканического цикла, но в удаленной от вулканизма области [Серавкин, Сначёв, 2012]. В коллизионный этап развития региона зона контакта рудовмещающей флишиоидной и перекрывающей вулканогенной толщ на ряде участков была тектонически нарушена, интенсивно подроблена. Восточный, наиболее приближенный к поверхности, фланг месторождения оказался в зоне окисления, часть цинка из сульфидной формы перешла в несульфидную и образовала в зонах дробления, в подавляющем большинстве — со стороны висячего бока (в самой нижней части вулканогенной толщи), самостоятельные окисленные рудные тела. В период становления близрасположенных к месторождению раннепермских гранитов Суундукского массива некоторая малая часть цинковых руд была регенерирована и переотложена, снова в сульфидной форме, среди пород вышележащей вулканогенной толщи.

Проявления урана связаны с гранитоидами санарского и поварненского комплексов. Большинство из них приурочено к эндо-экзоконтактовой зоне Санарского массива, минерализация представлена рассеянной вкрапленностью уранинита, настурана [Муркин и др., 1989ф]. В ассоциации с ними встречены пирит, молибденит, халькопирит. Оруденение сопровождается геохимическими ореолами молибдена (0,05–0,1%), фосфора (0,6–1,0%), свинца (до 0,3%), ванадия (0,03%) и висмута (0,01%).

Проблема алмазности Южного Урала получила новое развитие в связи с находками даек лампроитов в Магнитогорской мегазоне (район месторождений Куйбасс, Аблязова) [Мосейчук и др., 1990ф], имеющих возраст, определенный В.М. Горожаниным изохронным рубидий-стронциевым методом, 208 ± 18 и 197 ± 6 млн. лет [Сначёв, 1993]. Ранее алмазы были выявлены в россыпях по р. Каменка (между Борисовским и Пластовским массивами) и р. Н. Тогузак. Новый подход к истории развития Восточно-Уральского поднятия [Сначёв

и др., 1990] позволяет надеяться на выявление здесь алмазов метаморфогенного и лампроитового типов. Что касается первого из них, то это подтверждается высокой степенью метаморфизма пород, насыщенностью их углеродом, находками мелких алмазов метаморфогенного типа в отложениях кукушкинской толщи. Лампроитовый тип алмазности можно предполагать в связи со щелочной направленностью магматизма в вендское время (александровская толща).

Таким образом, учитывая тот факт, что в рифейско-вендское и более раннее время Восточно-Уральское и Центральное-Уральское поднятия составляли единую структуру и развивались в сходных условиях, можно предположить и равенство их исходной (доордовикской) металлогении. Различия связаны лишь с образованием мигматитовых куполов и, соответственно, метаморфизмом зон минерализации и вмещающих их пород, а также наложением палеозойских тектоно-магматических процессов на рудные объекты Восточно-Уральского поднятия.

Процессы мобилизации, переотложения и концентрации рудного вещества наиболее полно проявились на объектах, испытавших многочисленную тектоническую и магматическую проработку в период становления гранитоидов мигматитовой, тоналит-гранодиоритовой и гранитной формаций. В частности, подобные соотношения наблюдаются на известных в пределах Восточно-Уральского поднятия золоторудных месторождениях и рудопроявлениях. Все они полигенные и полихронные, на всех признается связь оруденения с изначальным седиментогенезом и последующее перераспределение золота метаморфическими и метасоматическими процессами. Определенные перспективы рассматриваемой территории связаны и с алмазами метаморфогенного и лампроитового типов.

Литература:

Алексеев А.А., Ковалев С.Г. Геологические предпосылки прогнозирования коренной алмазности Республики Башкортостан // Познание, освоение и сбережение недр Республики Башкортостан. — Уфа, 1994. — С. 23–24.

Анфимов Л.В., Бусыгин Б.Д., Демина Л.Е. Саткинское месторождение магнезитов на Южном Урале. — М.: Наука, 1983. — 88 с.

Главные рудные геолого-геохимические системы Урала / Отв. ред. А.М. Дымкин, В.А. Коротеев. — М.: Наука, 1990. — 269 с.

Ковалев С.Г., Сначёв В.И., Высоцкий И.В., Рыкус М.В. О новом типе благороднометальной минерализации на западном склоне Южного Урала // Руды и металлы. — 1997. — № 6. — С. 27–33.

Макушин А.А. Металлогения конседиментационных и активизированных структур западного склона Башкирского Урала // Металлогения Южного Урала. – Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1986. – С. 27–37.

Рыкус М.В., Сначёв В.И. Золото западного склона Южного Урала / УНЦ РАН. – Уфа, 1999. – 170 с.

Рыкус М.В., Сначёв В.И., Бажин Е.А. Анорогенные гранитоиды западного склона Южного Урала: состав, петрогенезис, минералогия // «Нефтегазовое дело»: Электронный журнал. – 2011. – № 5. – С. 282–301.

Савельев Д.Е., Пучков В.Н., Ардисламов Ф.Р., Сначёв В.И. Вулканогенные породы машакской свиты среднего рифея: геология и петрогеохимия // Литосфера. – 2009. – № 4. – С. 3–26.

Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А. Метаморфогенно-гидротермальное золотооруденение Урала // Метаморфогенная металлогения Урала. – Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1988. – С. 45–49.

Сазонов В.Н., Попов Б.А., Григорьев Н.А. Коровомантийное оруденение в сиалических блоках эвгеосинклиналий. – Свердловск: УрО АН СССР, 1989. – 113 с.

Серавкин И.Б., Сначёв В.И. Стратиформные полиметаллические месторождения восточной провинции Южного Урала // Геология рудных месторождений. – 2012. – Т. 54, № 3. – С. 253–265.

Сначёв А.В., Пучков В.Н. Первые находки палладий-золото-редкометальной минерализации в докембрийских углеродистых сланцах западного склона Южного Урала // Докл. РАН. – 2010. – Т. 433, № 1. – С. 77–80.

Сначёв А.В., Савельев Д.Е., Сначёв В.И. Палладий-золото-редкометальная геохимическая ассоциация в углеродистых сланцах зигазино-комаровской свиты (Южный Урал) // Руды и металлы. – 2010. – № 4. – С. 14–19.

Сначёв В.И. Магматизм Восточно-Уральской мегазоны Южного Урала и геодинамические условия ее формирования: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. – М., 1993. – 42 с.

Сначёв В.И., Дёмин Ю.И., Романовская М.А., Шулькин В.Е. Тепловой режим становления гранитоидных массивов. – Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1989. – 117 с.

Сначёв В.И., Муркин В.П. Новые данные по магматизму, метаморфизму и металлогении Кочкарской площади Южного Урала: Препр. / АН СССР. Уральское отд. Башкирский науч. центр. – Уфа, 1989. – 23 с.

Сначёв В.И., Шулькин В.Е., Муркин В.П., Кузнецов Н.С. Магматизм Восточно-Уральской зоны Южного Урала. – Уфа: БНЦ УрО АН СССР, 1990. – 178 с.

Широбокова Т.И. Стратиформное полиметаллическое оруденение Урала: Препр./ АН СССР. Уральский науч. центр. – Свердловск, 1985. 64 с.

Сведения об авторе:

Сначёв Владимир Иванович. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: SAVant@inbox.ru.

METALLOGENY OF THE NORTHERN PART OF THE EAST-URALIAN UPLIFT (SOUTH URALS)

V. I. Snachev

Snachev Vladimir Ivanovich. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: SAVant@inbox.ru.

Abstract. This article briefly reviews the geological structure of the northern part of the East-Uralian uplift, lists ore deposits and occurrences known within it. An attempt was made to compare the ore potential of the Riphean-Vendian in the Bashkirian meganticlinorium with that of the East-Uralian uplift. It is shown that the initial set of ore formations of these structure-formation zones is approximately the same, due to the unity of their development in the Early and Late Precambrian. The differences between them is connected only with the extensive development within the East-Uralian uplift of granitisation processes that appeared in the Riphean-Vendian (granite-migmatite dome) and the Late Paleozoic (normal granites) time, which led to the formation of new and transformation of the existing ore objects.

Key words: metallogeny, East-Ural uplift, mine, ore.

V. ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ, КАРСТОВЕДЕНИЕ

УДК 556.31

В. Г. Попов, Р. Ф. Абдрахманов

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СОДОВЫХ ВОД УРАЛА И ПРЕДУРАЛЬЯ

Аннотация. В статье обсуждается дискуссионная проблема формирования химического состава подземных содовых вод. Выполненными литолого-гидрогеохимическими исследованиями установлена различная природа соды в водах верхнепермских осадочных пород Предуралья, метаосадочных и вулканогенно-осадочных образований Уральской складчатой области. Образование инфильтрационных содовых вод в первом случае вызвано процессами ионообменной адсорбции, а во втором — гидролизом эндогенных алюмосиликатов. Содовые воды, обнаруженные в глубоких частях недр Урала, идентифицируются с возрожденными литогенными и метаморфогенными растворами, образующимися при дегидратации глинистых пород.

Ключевые слова: содовые воды, ионообменная концепция, адсорбция, геохимия, Южный Урал.

Проблема формирования подземных содовых вод и в более широком аспекте — содообразования в природе вот уже более 100 лет обсуждается специалистами в области гидрогеохимии, почвоведения, литологии и других естественных наук (К.К. Гедройц, В.А. Ковда, А.Н. Бунеев, М.И. Врублевский, И.Я. Пантелеев, Е.В. Посохов, С.А. Дуров, Е.Ф. Станкевич, С.Р. Крайнов, С.Л. Шварцев и мн. др.). Интерес к этой проблеме не случаен, поскольку подземные содовые воды вследствие своих геохимических особенностей служат благоприятной средой миграции и аккумуляции целого ряда микроэлементов (F, B, Mo, Li, As и др.). Они обладают особыми свойствами, регламентирующими их использование для питьевых и лечебных целей, а также в различных отраслях промышленного и сельскохозяйственного производства. Следует также иметь в виду, что с глубокозалегающими содовыми водами на молодых эпигерцинских плитах (Западно-Сибирской, Туранской и др.) пространственно и генетически связаны месторождения газа и нефти.

Содовые воды имеют довольно широкое распространение в гидрогеологических структурах как платформенных, так и горноскладчатых областей, а также районов молодой и современной вулканической деятельности, поэтому проблема их происхождения имеет региональное значение. Содовые

воды являются одним из основных геохимических типов природных растворов, который фигурирует под разными наименованиями в гидрохимических классификациях, учитывающих не только главные ионы, но и соотношения между ними, а также специфические солевые ассоциации (Ч. Пальмер, Н.И. Толстихин, М.Г. Валяшко, О.А. Алекин, В.А. Сулин и др.). По классификации О.А. Алекина [Алекин, 1970] принадлежность вод к содовому типу и степень его выраженности определяются соотношением $\text{гHCO}_3^- > (\text{гCa}^{2+} + \text{гMg}^{2+})$.

Однако, несмотря на фундаментальность и прикладную значимость содовой проблемы, природа подземных содовых вод все еще выяснена недостаточно. Нередко формирование ионно-солевого состава содовых вод одной и той же гидрогеологической структуры разными исследователями трактуется с различных позиций. Причина этого заключается в крайне ограниченном объеме экспериментальных литолого-гидрогеохимических исследований. В результате суждения о происхождении содовых вод часто выносятся исходя из общих геолого-гидрогеологических данных, касающихся структуры, литологии, возраста, водоносности пород и пр., тогда как натурное физико-химическое моделирование многокомпонентной гетерогенной системы «вода — порода» для выяснения источников поступления соды в подземные воды выполняется редко. В этой связи уместно привести высказывание Ж. Милло [Милло, 1968, стр. 272]: «Изучение природных явлений позволяет сформулировать

закономерности, а экспериментальный метод — выявить сущность процесса и определить границы явления».

Известен ряд физико-химических и биохимических процессов, ведущих к появлению и накоплению соды в природных водах [Посохов, 1969]. Главными из них являются следующие процессы:

1) улекислотное выщелачивание (гидролиз) натриевых минералов из полевошпатовых образований различного генезиса (магматических, метаморфических, осадочных);

2) биохимическое восстановление (десульфирование) сульфатов $\text{SO}_4\text{-Na}$ вод, заключенных в осадочных породах;

3) выщелачивание содоносных минералов, захороненных в осадках в ходе континентального седиментогенеза;

4) обменно-адсорбционные процессы, сопровождающиеся поступлением в подземные воды Na^+ из поглощенного комплекса (ПК) глинистых пород.

Процессы десульфирования и выщелачивания содоносных минералов в целом не свойственны приповерхностной зоне гипергенеза. Отсутствие в содовых водах Урала и Предуралья H_2S , а в породах — Na_2CO_3 позволяет вполне обоснованно исключить их из числа возможных процессов содообразования. В результате основными конкурирующими концепциями формирования подземных содовых вод являются две:

1) гидrolитическая (Т.П. Афанасьев, К.Е. Питьева, А.Б. Островский, К.В. Филатов, Ф.Ф. Кларк, Е.В. Посохов, С.Л. Шварцев и др.) и

2) обменно-адсорбционная (М.Г. Валяшко, В.А. Сулин, А.Н. Бунеев, И.Я. Пантелеев, В.С. Самарина, С.Р. Крайнов, И.Н. Тугуши и др.).

В литературе эти концепции известны под названиями «геологическая» и «физико-химическая». При оценке их гидрогеохимической значимости в приложении к природным литолого-гидрогеохимическим системам часто создаются ситуации, когда сторонники одной из них категорически не приемлют другую, считая эти концепции взаимоисключающими, альтернативными. Таковую позицию, в частности, занимает С.Л. Шварцев, на протяжении длительного времени последовательно отстаивающий, как единственно верный, гидrolитический путь образования содовых вод не только в гидрогеологических структурах орогенных, но и платформенных областей. Не вступая здесь в дискуссию по этому поводу [Шварцев, 1998; Попов, Абдрахманов, 2013], следует заметить, что разделение концепций содообразования в подземных водах на «геологическую» и «физико-химическую» неправомерно хотя бы потому, что, с одной стороны,

в основе обеих концепций лежат физико-химические взаимодействия между водой и породой, а с другой — эти взаимодействия реализуются в геологических структурах гидrolитосферы.

Далее на примере Уральского складчатого сооружения и платформенной области Предуралья, имеющих принципиально различную историю геологического и гидрогеологического развития, рассматривается происхождение содовых вод в многокомпонентных литолого-гидрогеохимических системах земной коры.

В Предуралье, в гидрогеологическом отношении отвечающем Волго-Камскому артезианскому бассейну, содовые воды залегают в его верхнем этаже, сложенном глинистыми терригенными верхнепермскими породами (песчаники, алевролиты, аргиллиты, глины). Песчаники, являющиеся основными коллекторами содовых вод, состоят в основном из кварца (10–40%), карбонатов (до 40–50%) и полевых шпатов (5–20%) смешанного альбит-анортитового (Na-Ca) состава.

Воды вскрываются на глубине 50–150, иногда до 350 м в гидродинамической зоне затрудненной циркуляции. В гидрогеохимическом разрезе они залегают между водами, не содержащими соды: $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ (вверху) и $\text{SO}_4\text{-Na}$ (внизу). При минерализации (М) вод 0,5–1,2 г/л содержание соды в солевом составе их достигает 85–93%. По существу — это чистый щелочной содовый $\text{HCO}_3\text{-Na}$ раствор с величиной отношения $r\text{HCO}_3^-/(r\text{Ca}^{2+}+r\text{Mg}^{2+})$ до 40–60. Формула химического состава вод имеет следующий вид:

$$N_2M0,5-1,2 \frac{HCO_3 85-98SO_4 2-15Cl 1-4}{Na 65-98Mg 1-25Ca 1-10}$$

$$pH 7,4-8,8 Eh(+100)-(+300) T 4-6.$$

Как известно [Шварцев, 1998], при гидролизе алюмосиликатов накопление в растворе Na_2CO_3 начинается с насыщения его CaCO_3 , что следует из различной растворимости этих солей. Но, как оказалось, с увеличением М гидрокарбонатных вод концентрация Na^+ неуклонно растет (от 100 до 400 мг/л), а Ca^{2+} и Mg^{2+} , напротив, снижается (каждого от 50–60 до 1 мг/л). На рисунке 1 показаны сопряженные фигуративные точки молярных концентраций Na^+ и Ca^{2+} . Хорошо виден стехиометрический характер поведения этих катионов: на какую величину происходит рост концентрации Na^+ , на такую же снижается концентрация Ca^{2+} . Поскольку Ca^{2+} и Na^+ в содовых водах связаны главным образом с ионом HCO_3^- , аналогичная зависимость от М содовых вод свойственна NaHCO_3 и $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$.

Таким образом, в наиболее минерализованных содовых водах содержание $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ составляет

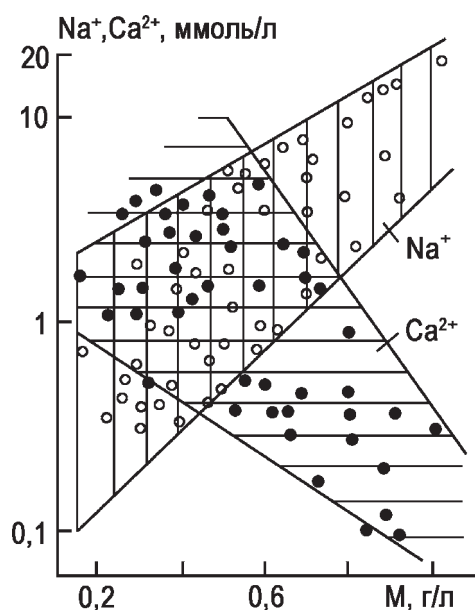
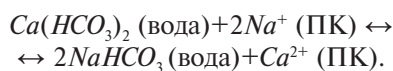


Рис. 1. Поведение Na^+ и Ca^{2+} по мере роста M содовых вод в верхнепермских породах Предуралья

всего 10–40 мг/л, тогда как растворимость CaCO_3 даже при низких концентрациях CO_2 (<50 мг/л) достигает 500 мг/л. Следовательно, характер накопления соды в подземных водах Предуралья сильно отличается от того, что должен быть в случае гидротермического выщелачивания полевошпатовой части пород.

Все приведенные зависимости, установленные на эмпирических данных по гидрогеохимии Волго-Камского бассейна, явно не согласуются с гидротермической моделью образования HCO_3^- -Na вод. Вместе с тем они дают основание для предположения о существовании природного механизма, регулирующего поступление в раствор Na^+ и одновременный вывод из него Ca^{2+} . Все эти соображения заставляют обратиться к обменно-адсорбционным процессам формирования HCO_3^- -Na вод, протекающим согласно реакции:



Реакция катионного обмена между твердой и жидкой фазами носит обратимый характер, однако вследствие того, что Ca^{2+} обладает в 4–5 раз более высокой, чем Na^+ , энергией поглощения, она более интенсивно протекает слева направо. Поэтому при отсутствии в породах легкорастворимых сульфатов и хлоридов могут образоваться почти чистые содовые воды.

В результате анализа ПК верхнепермских пород¹, установлено, что максимальные концентрации

¹ Состав поглощенных катионов и емкость ПК определялись по методике К.К. Гедройца [1975], несколько измененной применительно к литолого-гидрогеохимическим условиям Предуралья [Попов, Абдрахманов, 2013].

адсорбированных катионов (30–85 ммоль/100 г) наблюдаются в глинах и аргиллитах, что связано с гидрослюдисто-сметкитовым составом слагающего их тонкодисперсного глинистого вещества, обладающего огромной удельной поверхностью (до 500–800 м²/г). Емкость ПК глинистых песчаников и алевролитов несколько ниже и составляет 20–40 ммоль/100 г (рис. 2).

Состав адсорбированных ионов контролируется глубиной залегания пород. В самой верхней, наиболее промытой части разреза (до 50 м), соответствующей зоне HCO_3^- -Ca вод, в ПК доминирует Ca^{2+} (60–95%, или 0,3–1,3 г/100 г), а Na^+ занимает подчиненное положение (1–7%, или 0,01–0,1 г/100 г). Величина отношения гCa/гNa — показателя генезиса адсорбированных ионов — варьирует в пределах 11–46. На больших глубинах (до 150 м) концентрация Na^+ в ПК пород возрастает до 0,5 г/100 г, а Ca^{2+} , напротив, снижается до 0,1 г/100 г (рис. 3, 4).

Таким образом, по мере увеличения глубины Na^+ и Ca^{2+} в ПК пород и в подземных водах ведут себя разнонаправленно. Концентрация Na^+ и в растворе, и в ПК терригенных пород растет, тогда как Ca^{2+} , напротив, уменьшается и в жидкой, и в твердой фазах. Вследствие этого величина отношения гCa/гNa снижается до 1,3–0,8.

Сопоставление экспериментальных и натуральных данных показало очень тесную связь между катионами, находящимися в гидратированном и поглощенном состояниях. Именно в породах с ПК «морского» типа, богатого адсорбированным Na^+ , и заключены щелочные HCO_3^- -Na воды. Не известны случаи, чтобы чистые содовые воды содержались в породах, в ПК которых Na^+ было бы <50–100 мг/100 г (20–30%).

Полное соответствие катионного состава поглощенного комплекса пород и заключенных в них вод не оставляет сомнений в том, что главным процессом, обеспечивающим формирование HCO_3^- -Na вод, является обменная адсорбция в системе «вода — порода». Этот вывод подтверждается также и результатами водных вытяжек из верхнепермских песчаников с высокими концентрациями Na^+ (0,2–0,3 г/100 г) в ПК. В ходе опытов с односуточной экспозицией за счет сопряженных процессов выщелачивания CaCO_3 из пород и катионного обмена перешедшего в раствор Ca^{2+} на Na^+ ПК были получены содовые растворы, по составу близкие подземным водам, содержащимся в этих породах.

Ниже приведены сравнительные гидрогеохимические данные одного опыта:

$$\text{вытяжка} — M0,4 \frac{HCO_3 78SO_4 19Cl3}{Na98Ca2},$$

$$\text{подземные воды} — M0,6 \frac{HCO_3 89SO_4 8Cl3}{Na94Ca4Mg2}.$$

Экспериментальные исследования [Гедройц, 1975; Попов, Абдрахманов, 2013] показали, что только быстротекущие ионообменные процессы способны обеспечить за столь короткое время образование содовой составляющей раствора. Гидролиз же алюмосиликатов, протекающий по внутридиффузионному механизму, — это длительный процесс, поэтому повлиять на образование HCO_3 -Na вод в этом опыте он не может.

Главная причина низкой М кислородно-азотных HCO_3 -Na вод заключается в столь же низкой М (<1 г/л) подвергающихся метаморфизации HCO_3 -Ca вод, что, в свою очередь, связано с невысокими концентрациями в подземных водах биохимического CO_2 (20–30 мг/л), регламентирующего растворимость карбонатов и поступление в раствор щелочноземельных элементов. При этом вновь образующаяся за счет катионного обмена HCO_3 -Na вода не способна к дополнительной экстракции из пород $CaCO_3$, что приводит к замедлению и прекращению

обменно-адсорбционных процессов. В воду Ca^{2+} не поступает и, как следствие, накопления в ней Na^+ адсорбционным путем не происходит.

Экспериментальными исследованиями и физико-химическим моделированием системы «вода — порода — CO_2 » доказано [Попов, Абдрахманов, 2013], что необходимым и достаточным условием образования соленных (М до 8–15 г/л) углекислых содовых вод Боржомского и Ессентукского типов является карбонатность терригенных пород и наличие в ПК высоких концентраций адсорбированного Na^+ , а в водах — CO_2 (до 2–3 г/л). Такие условия

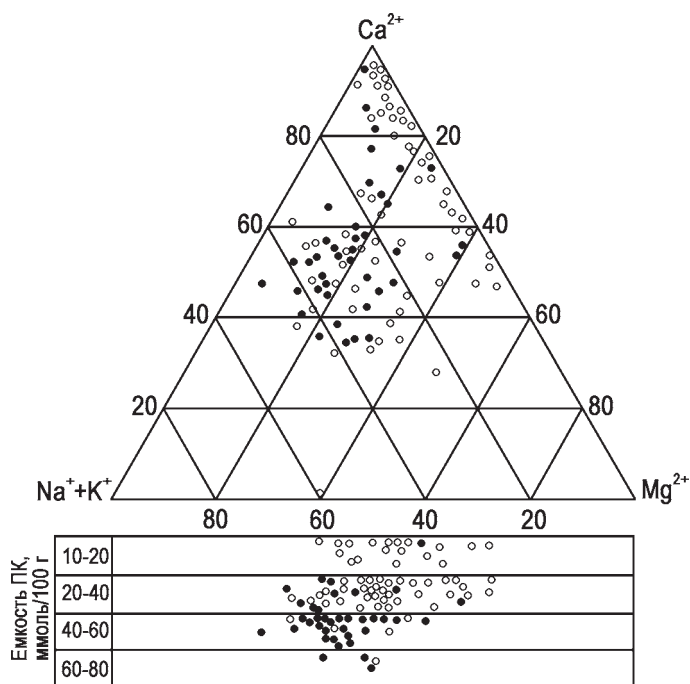


Рис. 2. Состав ПК верхнепермских отложений Предуралья (заливные значки — глины и аргиллиты, незаливные — песчаники и алевролиты)

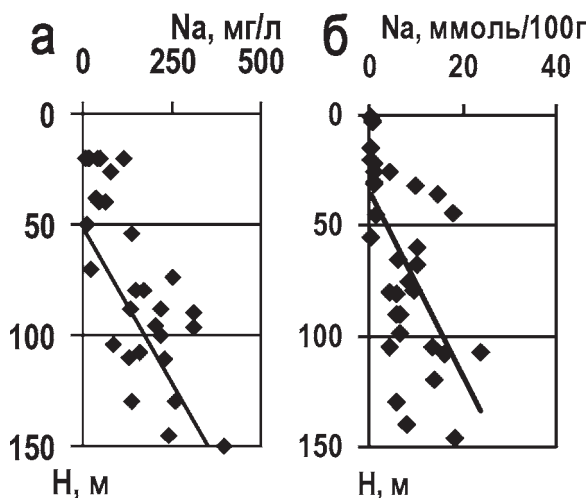


Рис. 3. Изменение с глубиной концентрации Na^+ в подземных водах (а) и ПК (б) верхнепермских пород

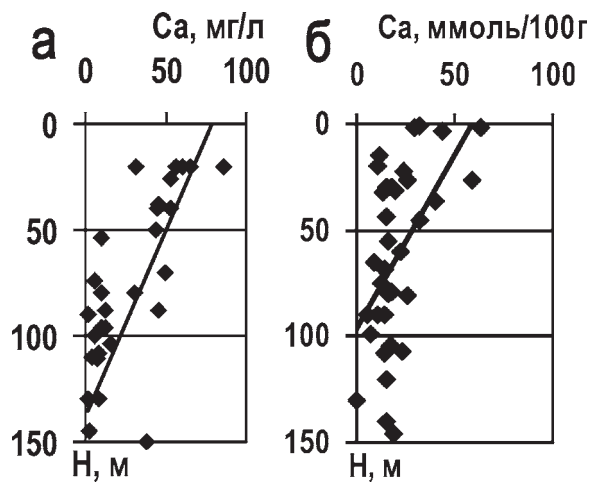


Рис. 4. Изменение с глубиной концентрации Ca^{2+} в подземных водах (а) и ПК (б) верхнепермских пород

свойственны областям молодой термометаморфической и/или вулканической деятельности (Кавказ, Предкавказье, Предкарпатье и др.), сложенным морскими терригенными осадками. При этом сода в модельных и природных растворах образуется за счет двух одинаково важных взаимообусловленных и быстротекущих процессов — углекислотного выщелачивания CaCO_3 и катионного обмена между растворенным Ca^{2+} и адсорбированным Na^+ . Предел концентрирования NaHCO_3 и Na_2CO_3 в углекислых водах определяется не только относительным содержанием обменного Na^+ (отношением $r\text{Na}/(r\text{Ca}+r\text{Mg})$), но и абсолютным количеством Na^+ в ПК породы. При отсутствии в ПК ионов Na^+ отсутствует и NaHCO_3 в растворе; в этом случае образуются углекислые $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ (Mg-Ca) воды с M 3–4 г/л Нарзанного типа.

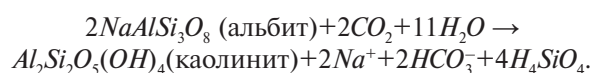
На Урале, представляющем собой бассейн регионально-трещинных вод зоны выветривания, содовые воды залегают на глубине до 100 м в зоне экзогенной трещиноватости метаморфических (кварциты, кварцевые песчаники, слюдисто-кварцевые сланцы), магматических (граниты, гранито-гнейсы) и вулканогенно-осадочных (порфириды, туфы, туфопесчаники) образований рифея и палеозоя. В составе пород преобладают SiO_2 (48–73%) и Al_2O_3 (11–28%), подчиненное положение занимают Fe_2O_3 (1–8%), CaO (1–4%), MgO (1–8%), Na_2O (1–6%), K_2O (0,5–7%). Как видно, породы характеризуются смешанным составом щелочных и щелочноземельных компонентов алюмосиликатного вещества.

Анионный состав содовых вод с M 60–600 мг/л — HCO_3 , Cl-HCO_3 , $\text{SO}_4\text{-HCO}_3$, катионный — Na-Ca , Mg-Na-Ca . Содержание NaHCO_3 обычно <20–30, редко до 50%, концентрации CO_2 10–30, O_2 5–8 мг/л. Величина отношения $r\text{HCO}_3/(r\text{Ca}^{2+}+r\text{Mg}^{2+}) < 2,0\text{--}2,5$, т.е. много ниже, чем для $\text{HCO}_3\text{-Na}$ вод Предуралья. Геохимические особенности вод приведены в обобщенной формуле:

$$O_2 - N_2 M 0,06 - 0,6 \frac{HCO_3 50 - 95 SO_4 5 - 40 Cl - 30}{Na 25 - 60 Ca 5 - 60 Mg 5 - 35}$$

$$pH 7,0 - 7,5 Eh + 250... + 400 T 4 - 6.$$

Главную роль в формировании маломинерализованных содовых вод Урала играет гидролиз Na и Na-Ca алюмосиликатов, при котором происходит обмен ионов H^+ воды, источником которого служит диссоциация H_2O и H_2CO_3 , на ионы Na^+ в кристаллической решетке минералов:



Как видно, этот инконгруэнтный процесс имеет важные литолого-гидрогеохимические послед-

ствия: он сопровождается замещением альбита глинистым минералом каолинитом, поступлением в раствор из исходного минерала Na^+ и SiO_2 , образованием иона HCO_3^- и снижением кислотности среды. Образующиеся при углекислотном выщелачивании алюмосиликатов околонейтральные и слабощелочные воды равновесны с термодинамически устойчивыми в зоне гипергенеза вторичными минералами (каолинитом, окисными и гидроокисными минералами железа и алюминия), вследствие чего растворять их уже не могут.

По мере появления вторичной твердой фазы изменяется скорость растворения исходного вещества. Обособление минерального новообразования приводит, с одной стороны, к снижению концентрации раствора (что, казалось бы, должно способствовать дальнейшему растворению исходного минерала), а с другой — сильно затормаживает процессы гидролиза, вследствие экранирующего эффекта твердой фазы. На поверхности породы (или ее зерен) появляется остаточный слой (защитная пленка или «рубашка») толщиной 0,01–0,07 мкм, препятствующий дальнейшему протеканию процессов выщелачивания и выходу металлов из минералов [Матвеева, 1977]. Поэтому скорость разрушения исходного вещества неуклонно снижается и по истечении времени скорость гидролитических реакций становится весьма малой.

Среди факторов, определяющих интенсивность процессов гидролиза (соотношение твердой и жидкой фаз, продолжительность их взаимодействия, величина pH , T раствора и др.), главная роль принадлежит насыщенности подземных вод CO_2 . Увеличение парциального давления $p\text{CO}_2$ в растворе вызывает увеличение концентрации иона H^+ и тем самым ускоряет деструкцию алюмосиликатов вследствие замещения в них металлов Na^+ , K^+ и Ca^{2+} ионом H^+ .

Гидролиз алюмосиликатов относится к категории обменно-абсорбционных явлений, протекающих во всем объеме твердой фазы, т.е. затрагивающих не только (и не столько) поверхность минерала, сколько его внутреннюю структуру. Поэтому для завершения процессов обменной абсорбции между водой и породой, протекающих по внутридиффузионному механизму, необходимо гораздо большее время, чем для процессов простого конгруэнтного растворения хорошо растворимых минералов и пород. Время осуществления гидролитических реакций еще больше возрастает в связи с тем, что металлу для перехода из кристаллической решетки минерала в раствор нужно продиффундировать не только через первичное вещество породы, но и через вторичную субстанцию — защитную пленку. Экспериментальными и теоретическими исследо-

ваниями [Алекин, 1970; Гаррелс, Макензи, 1974] доказано, что время реализации процессов составляет десятки—сотни лет, при этом количество выносимых из минералов в раствор элементов неуклонно снижается.

Вследствие указанных причин на Урале при кратковременном взаимодействии (менее года) инфильтрационных вод с труднорастворимыми полиминеральными алюмосиликатными породами литолого-гидрогеохимическое равновесие в системе «вода—первичные алюмосиликаты» не достигается, в результате чего образуются воды с низкой M и обычно смешанного катионного состава. В такой ситуации вода покидает горную породу в сильно ненасыщенном химическими соединениями состоянии.

Как отмечалось, при углекислотном выщелачивании алюмосиликатов накопление Na_2CO_3 в растворе начинается с насыщения его CaCO_3 . Однако на Урале условия для осаждения CaCO_3 ($\text{pH} > 7,4$, $\text{HCO}_3^- > 300$, $M > 600$ мг/л) в гидродинамически активной трещинной среде никогда не достигаются. В этом и заключается одна из главных причин низкой концентрации соды в подземных водах. Другая причина касается минерального состава водовмещающих алюмосиликатных пород. Исследования показали, что они имеют не простой мономинеральный, а сложный поликомпонентный состав слагающих их плагиоклазов, относящихся к непрерывному ряду изоморфных смесей двух составных частей: альбитовой Ab — $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ и анортитовой An — $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Между ними находятся остальные члены этого изоморфного ряда «олигоклаз—андезин—лабрадор—битовнит». В нем слева направо происходит уменьшение натриевой Ab составляющей (от 90 до 10%) и соответственно увеличение кальциевой An . Поэтому при углекислотном гидролитическом выщелачивании полевошпатовых пород смешанного состава образующиеся содовые воды по катионному составу также будут смешанными (Ca-Na), что и наблюдается в зоне гипергенеза Урала.

Наличие соды в подземных водах Урала некоторые исследователи склонны объяснять обменно-адсорбционными процессами, протекающими в глинистых каолиновых корах выветривания по палеозойским и протерозойским кристаллическим породам. Однако при решении этого вопроса надо иметь в виду, что химический состав этих вторичных геологических образований, в составе которых кроме каолинита присутствуют гидрохлорит, монтмориллонит, галлуазит и др., теснейшим образом связан с минеральным составом подстилающего субстрата. Поэтому на Урале в составе минералов и кристаллических образований, и глинистых про-

дуктов их выветривания щелочноземельные компоненты (Ca^{2+} и Mg^{2+}) всегда преобладают над щелочными (Na^+ и K^+). Катионы же, адсорбированные глинистыми минералами кор выветривания, также генетически связаны с составом коренных пород. При их дезинтеграции металлы из кристаллической решетки минералов переходят в обменное состояние в глинистых продуктах выветривания и тем самым приобретают способность участвовать в обменно-адсорбционных взаимодействиях с водой.

Всем этим и объясняется тот факт, что среди поглощенных оснований глинистых покровных отложений всегда абсолютно доминирует Ca^{2+} . Концентрация его составляет 71—86% при довольно высокой емкости ПК (до 61 ммоль/100 г породы). Содержание же Na^+ и K^+ в ПК не превышает нескольких процентов [Абдрахманов, Попов, 2010]. В результате в коре выветривания формируется близкая к равновесному состоянию ионообменная система «поровая вода—порода», малоблагоприятная для метаморфизации подземных вод по механизму обменной адсорбции. Это подтверждается результатами исследований ионно-солевого состава почвогрунтов Зилаирского плато Урала. Водные вытяжки из них относятся к $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, реже $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$ и $\text{Cl-HCO}_3\text{-Ca}$.

Сами же кристаллические метаосадочные породы Урала не участвуют в адсорбционных взаимодействиях в водой, поскольку вообще лишены комплекса обменных катионов.

В Уральской складчатой области содовые воды распространены не только в зоне гипергенеза; они обнаружены и в более глубоких зонах ката- и метангенеза различных геологических структур.

В Башкирском антиклинории Центрально-Уральского поднятия параметрической скважиной 1 Кулгунинской площади на глубинах 940—945 и 3215—3218 м в метаморфизованных карбонатно-терригенных породах протерозоя вскрыты воды следующего состава:

$$M1,2 \frac{\text{HCO}_3 72 \text{ Cl } 22 \text{ SO}_4 6}{\text{Na } 89 \text{ Ca } 6 \text{ Mg } 5} ,$$

$$M1,3 \frac{\text{SO}_4 36 \text{ HCO}_3 33 \text{ Cl } 31}{\text{Na } 85 \text{ Ca } 13 \text{ Mg } 2} .$$

Эти воды до последнего времени считали инфильтрогенными, связанными с поступлением по проницаемым разломам пресных вод из зоны выветривания. И если такое допущение еще как-то может быть принято для $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$ вод верхнего интервала, то оно совершенно неприемлемо для $\text{Cl-HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na}$ вод нижнего интервала. Имея в виду характер гидравлической связи регионально-трещинных вод зоны выветривания и трещинно-

жильных вод зон разломов, неуклонное снижение с глубиной проницаемости пород, а также энергетические возможности низкогорного в этом районе рельефа Урала (высоты <600 м), трудно допустить проникновение вод современной инфильтрации на глубины 1000–1500 м, не говоря уже о 3000 м и более.

Важно отметить, что в обоих случаях воды относятся к содовому типу, который особенно хорошо выражен для вод верхнего интервала ($r\text{HCO}_3^-/r\text{Ca}^{2+} + r\text{Mg}^{2+} = 6,5$, NaHCO_3 до 61%). Столь высокое содержание соды, как отмечалось выше, не свойственно зоне гипергенеза. Глубинные содовые воды отличаются очень высокой щелочностью (HCO_3^- до 3,2 г/л), значительно превышающей таковую инфильтрогенных HCO_3^- -Ca вод зоны гипергенеза (HCO_3^- 0,02–0,2 г/л).

Природа выявленного гидрогеохимического феномена связана, по нашему мнению, с сохранением в древних глубокозалегающих метаосадочных толщах Урала реликтов возрожденных литогенных и метаморфогенных вод. Образование их связано с геохимическими преобразованиями глинистых пород, протекающими на разных стадиях ката- и метабенеза и сопровождающимися удалением из них химически связанных вод. По представлениям [Powers, 1967; Perry, Hower, 1972; Махнач, 1989 и др.], главным процессом, ведущим к образованию возрожденных вод, является трансформация монтмориллонита, содержащего до 24% кристаллизационной воды, в иллит и другие гидрослюды, в которых содержание химически связанной межслоевой воды <10%. Глубина реализации этого процесса определяется геотермическим режимом недр, а также зависит от барических и гидродинамических условий, литологии, возраста пород и других факторов. Поэтому она изменяется в пределах различных геологических структур от 1,0 до 3,7 км, соответственно Т начала гидрослюдизации монтмориллонита и выделения возрожденных литогенных вод составляет 70–140°C.

Особенности формирования и геохимические свойства возрожденных литогенных вод обусловили их редкую встречаемость в чистом виде. Обычно к ним относят HCO_3^- -Cl-Na и Cl-Na соленоватые и соленые воды с М от нескольких до 20–30 г/л, которые по своей генетической сути являются смесями в различных пропорциях собственно возрожденных литогенных растворов с другими генетическими типами природных вод. Отличительными геохимическими чертами этих вод, кроме относительно низкой М, являются высокая щелочность ($\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ до 3–8 г/л), низкие концентрации SO_4^{2-} (< 50 мг/л), Ca^{2+} (10–50 мг/л), наличие I^- , V^+ , NH_4^+ [Крайнов и др., 2012]. Выделившись из пород,

они сразу же претерпевают геохимические изменения при смешении с другими водами и взаимодействии с породами, заимствуя из них различные компоненты. Так, повышенные концентрации в исследуемых водах SO_4^{2-} (до 2,7 г/л), Ca^{2+} (до 0,41 г/л) и Cl^- (до 1,7 г/л), надо полагать, связаны с экстракцией соответствующих солей из пород.

К возрожденным водам, кроме литогенных, относятся также и природные растворы, появляющиеся в процессах регионального метаморфизма, при которых в результате перекристаллизации глинистых минералов происходит их окончательное обезвоживание за счет выделения конституционной воды (в форме гидроксильного иона OH^-), содержание которой в монтмориллоните составляет 10–12%, а в гидрослюде и хлорите — до 25–28%. Считается [Судовиков, 1964], что этот процесс протекает на всех стадиях метаморфизма, включая эпи-, мезо- и катаметаморфизм. Однако наиболее интенсивно потеря водными минералами химически связанной конституционной воды происходит на средней стадии мезометаморфизма (Т 500–1000°C, Р 500–1000 МПа), когда образуются эпидот-амфиболитовая и амфиболитовая фации. В геохимическом отношении метаморфогенные и литогенные растворы идентичны, поскольку состав этих генетических разновидностей возрожденных вод определяется одним и тем же процессом — дегидратацией глинистых минералов, протекающей на разных стадиях литогенеза.

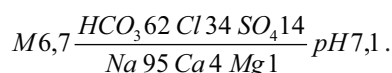
На Урале, судя по литологии пород регионального метаморфизма (глинистые, слюдяные и другие сланцы, филлиты, кварцевые песчаники и алевролиты, кварциты, кристаллические и мраморизованные известняки и пр.) и наличие минералов-индикаторов в породах рифея, вскрытых Кулгунинской скважиной [Козлов и др., 2011], образование их произошло на начальной зеленосланцевой стадии эпиметаморфизма в условиях довольно низких Т (<500°C) и Р (<500 МПа). На этой стадии механический процесс выделения физически-связанных вод из глинистых пород преобладает над химическими процессами обезвоживания минералов. Под влиянием геостатического давления и повышенной Т (100–150°C) из пород, начиная с глубины 1 км, удаляется прежде всего адсорбированная и пленочная вода, и в значительно меньшей степени — химически связанная, за счет дегидратации монтмориллонита.

Вместе с тем следует отметить, что в Белорецком и Златоустовском метаморфических комплексах Башкирской мегазоны и других структурах Урала, судя по присутствию в них эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций, содовые воды возникли на более поздней стадии мезометаморфизма.

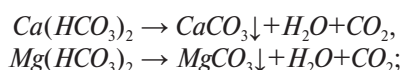
Таким образом, данные по литологии и метаморфизму осадочных пород Башкирского антиклинория вполне согласуются с концепцией возрожденных литогенных и метаморфогенных вод, залегающих на глубинах 1–3 км. Это принципиальное положение, поскольку присутствие возрожденных растворов в глубоких недрах древних складчатых областей считалось крайне маловероятным [Зайцев, 1986].

В Кизильском синклинии Тагило-Магнитогорского прогиба скважинами №№ 1, 4 и 5 Уральской нефтеразведочной площади на глубинах 1152–1606 м в девонских и каменноугольных вулканогенно-осадочных образованиях были обнаружены соленые (М 1,7–8,6 г/л) содовые воды $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$, $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$ и Cl-Na состава. Обращают внимание высокие концентрации иона HCO_3^- (до 2–5 г/л) при величине отношения $\text{гHCO}_3^- / (\text{гCa}^{2+} + \text{гMg}^{2+}) = 2\text{--}3$.

Близкие по составу содовые воды установлены и на Юбилейном медноколчеданном месторождении Южного Урала в вулканогенно-осадочных породах девона на глубине 600–1350 м. Содержание в них NaHCO_3 составляет 4,2 г/л, а иона HCO_3^- — 3,4 г/л, коэффициент $\text{гHCO}_3^- / (\text{гCa}^{2+} + \text{гMg}^{2+}) = 12,4$:



Содовые воды палеозоя Тагило-Магнитогорского прогиба имеют геохимическое сходство с глубинными водами метаморфических толщ рифея Центрально-Уральского поднятия, которые были генетически идентифицированы как возрожденные дегидратационные растворы. Нельзя полностью исключить эти процессы и в Тагило-Магнитогорской зоне. Однако меньшая глубина залегания здесь содовых вод позволяет предложить и альтернативное решение вопроса об их происхождении. Оно состоит в признании следующих последовательно протекающих процессов: 1) поступление по зонам разломов пресных $\text{HCO}_3\text{-Mg-Ca}$ вод из зоны гипергенеза на глубины порядка 1000 м; 2) разложение гидрокарбонатов кальция и магния в условиях повышенных Т:



3) углекислотное выщелачивание натриевых алюмосиликатов, подобное тому, что протекает в зоне выветривания кристаллических пород Урала и ведет к образованию пресных $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ (Na-Ca) вод слабовыраженного содового типа.

Однако отличительной особенностью глубинных содовых вод служат условия весьма затрудненного гидродинамического режима, в результате чего увеличивается продолжительность взаимодействия

воды с породой. Фактор времени способствует более глубокой геохимической переработке алюмосиликатного вещества и накоплению в водах хорошо растворимой соли NaHCO_3 . Реализация этого процесса занимает сотни — тысячи лет.

В заключение следует показать положение различных геохимических разновидностей и генетических типов содовых вод на графике Е.В. Посохова [1969], представляющем комбинацию двух треугольников ионного состава с квадратом солевых ассоциаций (рис. 5). Как видно, содовые воды Урала и Предуралья на квадрате образуют три поля. Верхний левый угол верхней левой четверти квадрата занимают чистые $\text{HCO}_3\text{-Na}$ воды верхнепермских пород Предуралья. Ниже расположено поле глубинных вод древних метаосадочных и вулканогенно-осадочных толщ Урала смешанного солевого состава, в которых помимо NaHCO_3 содержатся NaCl и Na_2SO_4 . Правее находится обширное поле преимущественно $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$ вод зоны выветривания орогена.

Подобная пространственная разобщенность геохимических разновидностей содовых вод далеко не случайна: она имеет под собой генетическую основу и является следствием принципиально различных литолого-гидрогеохимических процессов в системе «вода — порода». Как было показано выше, на Урале главная роль в образовании содовых вод принадлежит гидролитическим процессам в алюмосиликатном веществе кристаллических образований рифея — палеозоя, а в Предуралье — обменно-адсорбционным процессам в терригенных глинистых

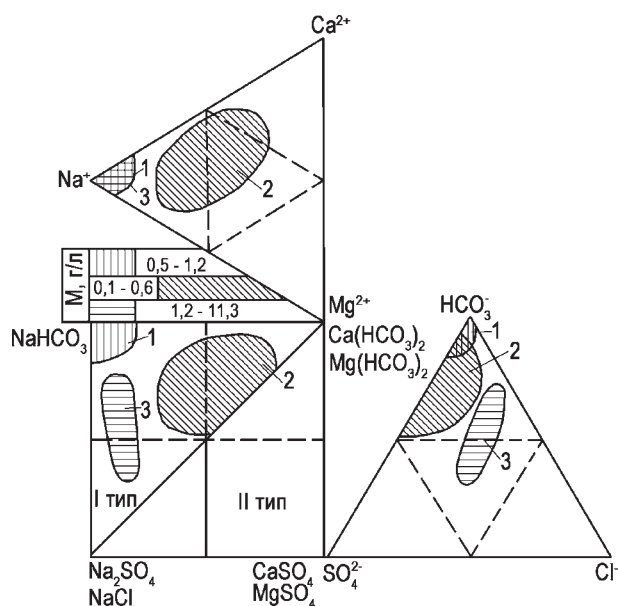


Рис. 5. Ионно-солевой состав содовых вод
1 — зоны гипергенеза Предуралья, 2 — зоны гипергенеза Урала, 3 — глубинные воды Урала.

осадках верхнепермского возраста. При этом в обоих регионах пресные содовые воды формируются в зоне гипергенеза в ходе инфильтрационного гидрогеологического цикла.

На Урале в более глубоких зонах ката- и метagenеза обнаружены соленые содовые воды, которые, судя по всему, принадлежат новому для этого оргена генетическому типу подземных вод. Авторами они идентифицируются как возрожденные литогенные и метаморфогенные растворы, связанные с геохимическими трансформациями глинистых минералов метаосадочных пород, сопровождающимися выделением из них химически связанных вод. Отсюда вытекает принципиально важное положение о том, что в содовых водах Урала и Предуралья различное происхождение может иметь не только растворенное вещество, но и сам растворитель.

Универсальной концепции содообразования в подземных водах не существует. Результаты исследований показали, что даже в таком довольно ограниченном в планетарном масштабе сегменте литосферы, как Волго-Уральский регион, подземные содовые воды полигенны.

Литература:

Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г. Геохимия и формирование подземных вод Южного Урала. — Уфа: Гилем, 2010. — 420 с.

Алекин О.А. Основы гидрохимии. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 442 с.

Гаррелс Р., Макензи Ф. Эволюция осадочных пород. — М.: Мир, 1974. — 211 с.

Гедройц К.К. Избранные научные труды. — М.: Наука, 1975. — 637 с.

Зайцев И.К. Гидрогеохимия СССР. — Л.: Недра, 1986. — 239 с.

Козлов В.И., Пучков В.Н., Сергеева Н.Д. Новая схема расчленения разреза параметрической скважины 1 Кулгунинская (Южный Урал). — Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2011. — 60 с.

Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. — М.: ЦентрЛитНефтеГаз, 2012. — 672 с.

Матвеева Л.А. Экспериментальное и теоретическое обоснование механизма взаимодействия воды с породой при выветривании и гипергенное рудообразование // Кора выветривания и гипергенное рудообразование. — М, 1977. — С. 123–133.

Махнач А.А. Катагенез и подземные воды. — Минск: Наука и техника, 1989. — 335 с.

Милло Ж. Геология глин. — М.: Недра, 1968. — 359 с.

Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф. Ионообменная концепция в генетической гидрогеохимии. — Уфа: Гилем, Башкирская энциклопедия, 2013. — 356 с.

Посохов Е.В. Происхождение содовых вод в природе. — Л.: Гидрометеиздат, 1969. — 154 с.

Судовиков Н.Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. — Л.: Изд-во ЛГУ, 1964. — 550 с.

Шварцев С.Л. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. — М.: Недра, 1998. — 367 с.

Perry E., Hower J. Late-stage dehydration in deeply buried pelitic sediments // Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. — 1972. — Vol. 56, No 10. — P. 2013–2021.

Powers M.C. Fluid-release mechanisms in compacting marine mudrocks and their importance in oil exploration // Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. — 1967. — Vol. 51, No 7. — P. 1240–1254.

Сведения об авторах:

Попов Владимир Георгиевич. Южно-Российский государственный политехнический университет (НПИ) им. М.И. Платова (ЮРГПУ(НПИ)), Ростовская обл., г. Новочеркасск. E-mail: popovvg@novoch.ru.

Абдрахманов Рафил Фазылович. Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: hydro@ufaras.ru.

GEOCHEMICAL AND GENETIC FEATURES OF NATURALLY ACIDULATED GROUNDWATERS IN THE URALS AND CIS-URALS

V.G. Popov, R.F. Abdrahmanov

Popov Vladimir Georgievich. Platov South-Russian State Polytechnic University (Novocherkassk Polytechnical Institute) Russia, Rostov region, Novocherkassk. E-mail: popovvg@novoch.ru.

Abdrakhmanov Rafil Fazylovich. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: hydro@ufaras.ru.

Abstract. The paper treats a debatable issue on the formation of chemical composition of naturally acidulated groundwaters. Lithological and hydrogeochemical investigations suggest that sodium bicarbonate is of a different nature in the groundwaters of Upper Permian sedimentary rocks of the Cis-Urals, and metasedimentary and volcano-sedimentary units of the Urals folded area. In the former case, the formation of infiltrated sodium bicarbonate waters results from ion exchange and adsorption processes, and in the latter case it depends on the hydrolysis of endogenic aluminosilicates. Naturally acidulated waters found in the deepest parts of the Urals are identified with regenerated lithogenic and metamorphogenic solutions formed under dehydration of clay rocks.

Keywords: soda water, ion-exchange concept, adsorption, geochemistry, Southern Urals.

УДК 550.461

Р. Ф. Абдрахманов, Р. М. Ахметов

ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ ЮЖНОГО УРАЛА

Аннотация: Изучение геохимии стоков предприятий цветной металлургии имеет не только теоретическое, но и важное практическое значение. Стоки, с одной стороны представляют собой рудное сырье, а с другой — источник геоэкологических проблем. В статье рассматривается гидрогеохимия редких элементов в горнорудных районах Южного Урала.

Ключевые слова: минеральное сырье, сточные воды, сульфиды, редкие элементы, радионуклиды.

Под редкими элементами понимаются такие металлы и неметаллы, которые по сравнению с широко распространенными элементами принимают весьма незначительное участие в строении земной коры. Редкие элементы в совокупности составляют примерно 0,1% от веса земной коры. В этой группе насчитывается свыше 40 компонентов. Отнесение элементов к редким является условным. Например, свинец, цинк, вольфрам, молибден тоже содержатся в земной коре в незначительных количествах, но образуют крупные месторождения и поэтому к редким не относятся.

Для различных пород характерны свои парагенетические ассоциации редких элементов. В основных породах редкие элементы в сумме составляют 0,097%, в средних — 0,135%, в кислых — 0,117%, в щелочных сиенитах — 0,15%, в осадочных породах — 0,124%. В ультраосновных породах содержание редких элементов существенно отличается от содержания их в других породах и составляет порядка 0,009%.

Типичными для ультраосновных пород являются элементы платиновой группы. Месторождения платиноидов связаны в основном с ультрабазитами. Для основных пород характерными являются ванадий, стронций, кадмий, скандий, группа платины. В гранитоидах повышены по сравнению с кларками земной коры содержания лития, рубидия, иттрия, группы редких земель (РЗЭ), цезия, бериллия и тантала. Для щелочных пород характерны цирконий, ниобий, бериллий, стронций, РЗЭ цериевой группы, галлий, гафний. Породы среднего состава занимают промежуточное положение между основными и кислыми. Среди осадочных пород редкие элементы в наибольшем количестве содержатся в глинах

и глинистых сланцах. В них накапливаются бор, селен, цезий, литий, рубидий, галлий, германий, скандий [Перельман, 1961].

В данной статье рассматривается геохимия лития, бериллия, кадмия, иттрия, РЗЭ, урана и тория в природных и техногенных образованиях горнорудных районов Южного Урала.

Освоение недр Южного Урала началось в XVII—XVIII веках, которые характеризуются бурным развитием горно-металлургического производства. Южный Урал — один из основных поставщиков медных и цинковых концентратов металлургическим заводам Урала. Доля региона в общероссийской добыче меди в концентратах составляет 12–15%, цинка — 49%; в общеуральской — меди 35% и цинка 69%. Юбилейное, Подольское, Сибайское, Учалинское, Новоучалинское и Гайское месторождения относятся к числу крупнейших на Урале. Руды разрабатываемых месторождений содержат как типоморфные элементы, так и различные микроэлементы, в том числе и редкие. Например, колчеданные руды Сибайского месторождения в среднем содержат (%): медь — 1,14; цинк — 2,8; серу — 41,1; кадмий — 0,0009; кобальт — 0,0067; селен — 0,0083; теллур — 0,0047; германий — 0,0003; галлий — 0,0006; индий — 0,00045.

В таблице 1 приведены содержания отдельных редких элементов в горных породах региона.

В процессе добычи и обогащения минерального сырья весь спектр элементов в той или иной мере переходит в отходы производства (техногенно-минеральные образования — ТМО), которые, с одной стороны, представляют из себя источники загрязнения окружающей среды, а с другой — являются перспективным объектом для получения ценных элементов. В хвостохранилищах Сибайской обогатительной фабрики, например, накоплено: 49,2 тыс. т

Таблица 1

Химический состав (масс. %) и содержание микроэлементов (г/т) в вулканитах Магнитогорского палеовулканического пояса [Косарев и др., 2005, 2006]

Компоненты	1	2	3	4	5	10	11	12
Li	2,28	3,97	7,9	—	—	27,1	—	<10
Rb	2,97	2,39	3,7	13	7	2,07	14	26
Cs	0,07	0,08	0,008	—	—	0,49	—	2,8
Be	0,65	0,3	0,47	—	—	0,43	—	—
Sc	—	38,5	—	29	15	56,4	39	23
Ga	14,2	10,4	14	—	—	14,1	—	12
Y	13,2	13,6	9,34	4	11	9,66	15	40
Nb	0,86	0,57	2,3	7	7	0,18	1,0	4,1
Ta	0,09	0,07	0,27	—	—	0,02	—	—
Tl	0,007	0,003	—	—	—	0,003	—	—
U	0,217	0,130	0,14	0,27	0,17	0,047	0,13	<2
Th	0,4	0,253	0,75	0,45	0,27	0,125	0,08	2
La	2,14	1,39	7,4	2,12	4,1	0,41	1,47	18,0
Ce	5,7	4,04	15,87	4,6	9,5	1,29	3,68	34,0
Pr	0,94	0,67	2,2	0,64	1,29	0,23	0,66	—
Nd	4,68	3,57	8,9	2,93	5,62	1,44	3,65	18,0
Sm	1,52	1,31	2,0	0,79	1,46	0,58	1,45	3,9
Eu	0,65	0,5	0,67	0,3	0,34	0,28	0,24	1,0
Gd	2,15	1,81	2,05	0,99	1,61	1,01	2,21	—
Tb	0,38	0,33	0,2	0,13	0,23	0,22	0,38	0,58
Dy	2,42	2,2	1,7	0,88	1,55	1,54	2,61	—
Ho	0,52	0,5	0,27	0,19	0,31	0,36	0,59	—
Er	1,38	1,49	0,92	0,61	0,94	1,08	1,6	—
Tm	0,2	0,23	—	0,08	0,14	0,18	0,21	—
Yb	1,28	1,44	0,82	0,58	0,93	1,16	1,46	1,6
Lu	0,2	0,23	0,05	0,1	0,13	0,18	0,21	0,23

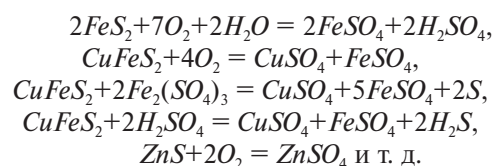
Примечания. Комплексы: 1–3 — Баймак-Бурибаевский (D_{1e2}); 4, 5 — Верхне-Таналыкский (D_{1e2}); 6–9 — Ирендыкский (D_{1e2}–D_{2ef}): 6, 7 — Северный, 8, 9 — Южный; 10, 11 — Карамалыташский (D_{2ef}); 12 — Улутауский (D_{2zv}–D_{3f}). Породы: 1 — долерито-базальт; 2 — базальт магнезиальный; 3, 6 — базальт пироксен-плагиофировый; 4 — базальт оливин-пироксен-плагиофировый; 5 — риодацит; 7 — базальт оливин-пироксен-порфиновый; 8 — базальт микропорфиновый пироксен-плагиоклазовый; 9 — трахириодацит; 10, 11 — базальт эффузивный; 12 — андезит.

меди (0,2%); 114,2 тыс. т цинка (0,48%); 9 млн. т серы (38,1%); 8 млн. т железа (34,3%); 1680 т кадмия (0,0073%); 86,7 т индия (0,00036%); 712,4 т селена (0,003%); 589,3 т теллура (0,0025%); 1949 т кобальта (0,0083%); 281 т галлия (0,0012%); 47,8 т германия (0,00021%) [Ахметов, 2010].

Техногенные минеральные образования отличаются от естественной геологической среды тем, что находятся в зоне аэрации выше уровня подземных вод, характеризуются высокой диспергированностью слагающего их материала и подвергаются активному воздействию агентов внешней среды: физическому и химическому выветриванию. В этих условиях происходит мобилизация мигрантов.

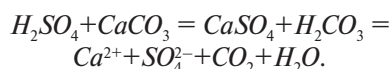
Одной из форм миграции токсикантов из ТМО являются гидрогенные потоки в виде жидких произ-

водственных отходов (карьерные и шахтные воды, подотвальные воды, жидкая фаза материала хвостохранилищ). Гипергенные изменения рудных минералов месторождений колчеданной формации приводят к переводу труднорастворимых сульфидов (пирит, халькопирит, сфалерит и др.) в хорошо растворимые сульфаты [Крайнов и др., 2004]:



Образующаяся H₂SO₄ в известных литолого-гидрогеохимических ситуациях нейтрализуется карбонатным веществом, в результате чего образуются

сульфатные кальциевые и магниевые-кальциевые воды с минерализацией до 8–12 г/л (Учалинское, Сибайское, Бурибаевское и другие месторождения):



По сравнению с сульфатными кальциевыми водами конгруэнтного выщелачивания гипсов они могут иметь минерализацию, почти в 4 раза большую, за счет ионов SO_4^{2-} и Ca^{2+} .

При взаимодействии с кислородсодержащими водами в результате реакций окисления и гидролиза ($Fe^{2+} + 3H_2O = Fe(OH)_3 + 3H^+ + \bar{e}$) железо переходит в трехвалентное состояние. Такие гипергенные трансформации рудной массы являются гидрогеохимическим следствием увеличения концентрации сульфат-иона и трехвалентного железа (рис. 1), которые являются Eh-pH-задающими системами, а также многих рудных элементов. Здесь железо является главным типоморфным Eh-pH управляющим компонентом, действие которого не сдерживается другими Eh-pH задающими веществами (OH^- , CO_3^{2-} , HCO_3^- , $HSiO_4^-$ и др.).

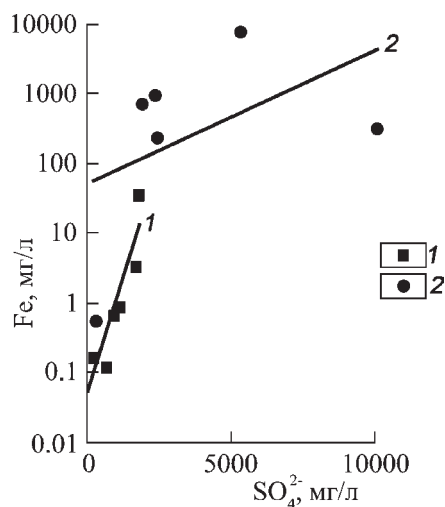
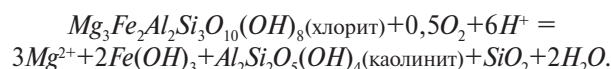


Рис. 1. Связь сульфат-иона и железа в рудничных стоках (1) и подотвальных водах (2)

Все эти окислительные трансформации сопровождаются переходом в дренажные воды горных выработок и в фильтраты твердых отходов значительных количеств водородного иона, что определяет снижение pH этих вод (рис. 2) и соответственно резкое увеличение их окислительно-восстановительного потенциала (Eh до +800 мВ). Формируется воды типа IV (по классификации О.А. Алекина [1970]), в которых концентрация $HCO_3^- = 0$. При непрерывном образовании H_2SO_4 , H_2S , $S_2O_8^{2-}$, S^0 , SO_3^{2-} , насыщении атмосферным CO_2 и понижении

pH возникают условия, благоприятные для серно-кислотного выщелачивания. Кислые рудничные и подотвальные воды активно растворяют вмещающие породы:



H_2S наряду с иными формами серы — источник энергии для ряда специфических бактерий (Thiobacillus), которые еще больше понижают значение водородного потенциала и влияют на подвижность гидролизатов [Крайнов и др., 2004]. В результате в зоне влияния горных выработок и техногенных образований формируются обширные гидрогеохимические поля аномально кислых сульфатных вод, характеризующихся высокой концентрацией тяжелых металлов и других элементов, среди которых можно выделить две группы. Первую составляют халькофильные элементы самих окисляющихся сульфидов: Fe, Cu, Zn, Pb, Cd, Co, Ni, As, Mo, Se, Te. Ко второй группе относятся элементы, переходящие в агрессивные кислые воды из вмещающих пород: Al, Be, Si, Sc, Ga, Nb, Li, Cs и др.

Среди элементов, присутствующих в сточных водах горных предприятий, экологически наиболее опасны не сами типоморфные элементы месторождений (Cu, Zn, Pb), а микроэлементы-спутники, такие как Cd, Hg, As, Sb, имеющие минимальные ПДК в питьевой воде. Эти элементы опасны еще и в связи с тем, что большая их часть подвержена процессам метилирования с образованием различных форм $Cd(CH_3)^+$, $Hg(CH_3)^+$, $As(CH_3)_3$, токсичность которых на порядок и более выше, чем у простых катионных форм. В связи с распространением этих элементов в подземных водах известны массовые случаи отравления населения мышьяком и ртутью.

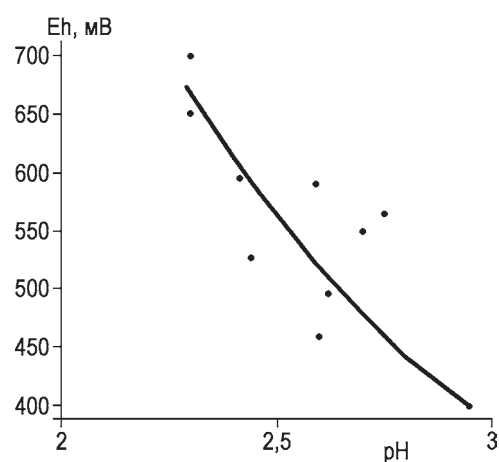


Рис. 2. Связь между pH и Eh в подотвальных водах [Абдрахманов, Попов, 2010]

Стоки горных выработок обогащены различными микроэлементами, в том числе редкими. Например, в рудничных водах месторождения Куль-Юрт-Тау содержатся (мг/л): Cu до 2,5; Zn до 2,3; Pb — 0,03; Mn — 1,8; Co — 0,3; Sr — 0,5; Be — 0,005; Mo — 0,05; Cd — 0,02; Y — 0,03; Tl — 0,0003; Th — 0,005; U — 0,04.

Самыми специфичными среди стоков горно-перерабатывающего комплекса являются подотвальные воды: минерализация их нередко превышает минерализацию рудничных вод, высоки коэффициенты водной миграции типоморфных элементов. Огромные объемы отвалов обеспечивают столь же большие массы подотвальных вод. Результаты выполненных в 2005–2014 гг. исследований химического состава фильтрата отвалов некоторых месторождений Южного Урала приведены в таблицах 2 и 3. Как видно из таблицы 2, некоторые элементы из микро- становятся макрокомпонентами, и образуются высокоминерализованные сульфатные полиметаллические воды с низким значением pH (2,6–2,8), высоким Eh (+345...+565 мВ), отсутствием гидрокарбонат-иона.

Кроме приоритетных металлов в подотвальных водах отмечены редкие, редкоземельные и радиоактивные элементы (уран, торий). Несмотря на невысокое содержание этих элементов в литосубстрате, процессы техногенеза приводят к их накоплению в сточных водах (мг/л): Cd до 31,4; Tl до 0,01; U 1; Th 0,8; Be до 0,13. Содержание элементов на порядок и более превышает кларковое.

Далее нами рассматривается распространение некоторых редких, рассеянных и радиоактивных элементов (Li, Be, Cd, РЭ и др.) в геотехносфере.

Одним из «проблемных» металлов является литий. По характеру воздействия на организм человека литий и его соединения относятся ко второму классу опасности (сильно токсичные). Предельно допустимая концентрация лития в воде рыбохозяйственных водоемов (ПДК_{рх}) равна 0,0007 мг/л.

Литий относится к числу элементов, сравнительно широко распространенных в природе. Среднее его содержание составляет 0,0032%. Близость кристаллохимических свойств лития с рядом других элементов позволяет ему входить в качестве изоморфной примеси в состав многих породообразующих минералов. Наибольшие количества его (десятые доли процента) обнаружены в слюдах, амфиболах, пироксенах, минералах группы галлуазита, монтмориллонита. Повышенные содержания лития в вышеперечисленных минералах объясняются, с одной стороны, благоприятной для его вхождения кристаллической структурой этих минералов, и с другой — наиболее широким проявлением изоморфного замещения магния и двухвалентного железа литием.

Являясь катионогенным элементом, литий в водных растворах чаще всего образует простые свободные катионы с низким зарядом. Активная миграция лития в поверхностных условиях очень ограничена. Основная масса лития «пассивно» мигрирует в глинистых взвесах вод. Поверхностные во-

Таблица 2

Химический состав подотвальных вод колчеданных месторождений

Компоненты, мг/л	Место отбора и номер пробы					
	Бурибай, 23	Сибай, 30	Сибай, 31	Учалы, 40	Учалы, 41	Куль-Юрт-Тау, 50
HCO ₃ ⁻	—	61,0	—	—	—	—
SO ₄ ²⁻	32143	1857	194048	17976	5102	47738
Cl ⁻	382	5,9	232	27,3	122	19
Ca ²⁺	2138	389	48597	140	802	72
Mg ²⁺	2713	367	62515	101	438	238
Na ⁺ +K ⁺	238	80,2	7,7	17,7	254	23,1
Fe _{общ}	732	0,15	29400	1824	134	9675
Al	1273	13	14153	525	222	818
Cu	443	0,11	3560	178	34	30,5
Zn	196	7,27	12235	207	228	12,2
Mn	145	0,06	409	53	39	18,0
Ni	7,6	<0,01	6,65	0,7	0,57	1,15
Co	8,4	<0,01	22,5	2,66	1,2	5,92
Cd	1,8	0,01	40,5	0,62	0,58	0,062
pH	2,6	7,0	2,1	2,3	3,0	1,6
Сухой остаток, г/л	40,4	2,8	365,2	21,1	7,4	58,7

Таблица 3

Редкие элементы в рудничных и подотвальных водах (мг/л) месторождения Куль-Юрт-Тау

Элемент	Южная часть отвала	Центральная часть отвала	Северная часть отвала	Карьер	Шурф
Li	0,2	0,4	0,09	0,03	0,3
Be	0,02	0,03	0,02	0,005	0,03
Sc	0,3	0,6	0,2	0,02	0,3
Ga	0,03	0,1	0,008	0,002	0,006
Ge	0,006	0,002	0,001	0,0003	0,003
Rb	0,009	0,05	0,003	0,002	0,002
Y	0,3	0,3	0,2	0,03	0,4
Mo	9,2	6,5	0,2	0,05	0,01
Te	0,2	0,5	0,01	0,008	0
Cs	0,002	0,003	0,0001	0,0002	0,0002
La	0,5	1,01	0,2	0,09	0,6
Ce	1,2	2,2	0,7	0,2	1,8
Pr	0,1	0,2	0,08	0,02	0,2
Er	0,04	0,03	0,03	0,006	0,09
Tm	0,005	0,005	0,005	0,0006	0,01
Yb	0,06	0,04	0,03	0,004	0,08
Lu	0,01	0,003	0,004	0,0005	0,01
Ta	0,01	0,005	0,02	0,0005	0,0006
Tl	0,002	0,006	0	0,0003	0,0004
Th	0,2	0,8	0,08	0,005	0,1
U	0,3	0,2	0,2	0,04	0,5

ды содержат его в ничтожном количестве (7×10^{-8} – $2,5 \times 10^{-7}$ %) [Черняев и др., 1970]. Региональным фоном для подземной гидросферы Южного Урала можно считать содержание 0,005 мг/л. Ориентировочно подсчитано, что повышенным содержанием лития в подземных водах, циркулирующих по глинистым породам, можно считать содержание более 0,02 мг/л, а в подземных водах гранодиоритов и диабазов — более 0,01 мг/л.

Литий, являясь типично литофильным элементом, не характерен для гидротермального сульфидного процесса. В большинстве рудных месторождений этого генезиса он отмечается преимущественно в породообразующих минералах. Из магматических пород лития содержится больше всего в кислых и щелочных породах. В пробах из отвалов Бурибаевского месторождения содержится до 16,5 мг/кг Li. Процессы гипергенеза твердых отходов горнорудного производства вовлекают литий в миграцию с техногенными стоками. В самых заметных концентрациях литий содержится в подотвальных водах (табл. 4).

Содержание лития в горнорудных стоках имеет прямую корреляционную связь с минерализацией растворов, с содержаниями Mg, Rb и обратную с содержанием Ca (рис. 3). Вероятно, ионообменные процессы приводят к тому, что кальций переходит

из растворов в поглощенный комплекс, а литий, наряду с магнием, в воды.

В донных отложениях дренажной канавы около отвалов месторождения Бакр-Тау лития содержится в количестве 4 мг/кг, а в почвах до 51 мг/кг. Таким образом, загрязнение природной среды литием является довольно серьезной проблемой для Южного Урала.

С литием геохимически связан бериллий. По распространенности в подземных водах бериллий относится к группе редко встречающихся элементов. Во всех соединениях он двухвалентен. Большие его количества поступают в воды за счет разрушения породообразующих минералов, несущих рассеянную бериллиевую минерализацию. В подземных водах южноуральских сульфидных мес-

Таблица 4

Содержание лития в подотвальных водах Южного Урала [Ахметов, 2010]

№ п/п	Месторождение	Li, мг/л
1	Бурибай	0,2–0,4
2	Бакр-Тау	0,4
3	Сибай	1,2–3,14
4	Учалы	0,2–0,7
5	Куль-Юрт-Тау	0,2–0,4

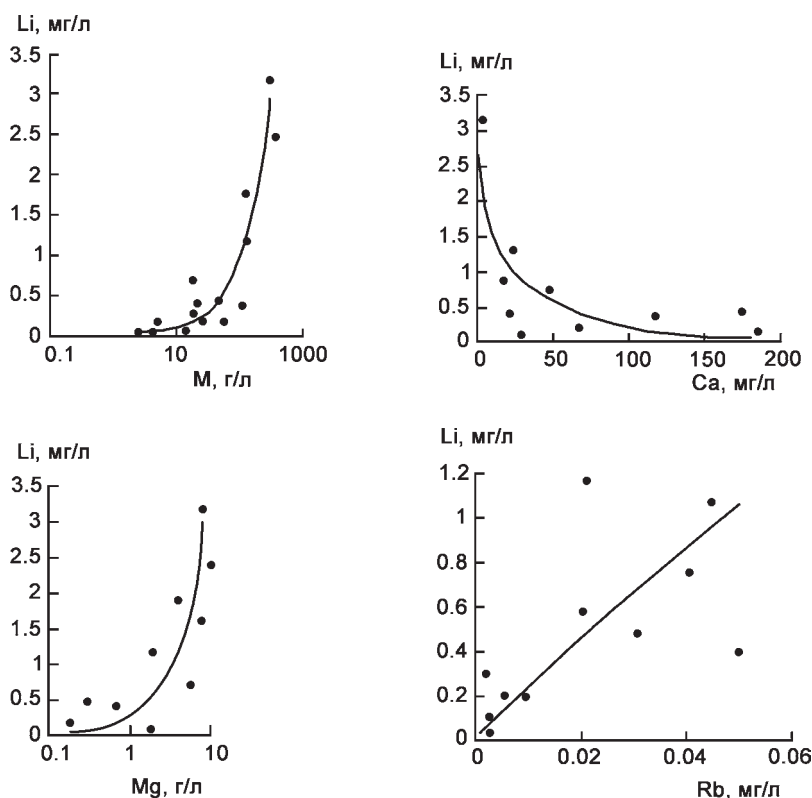
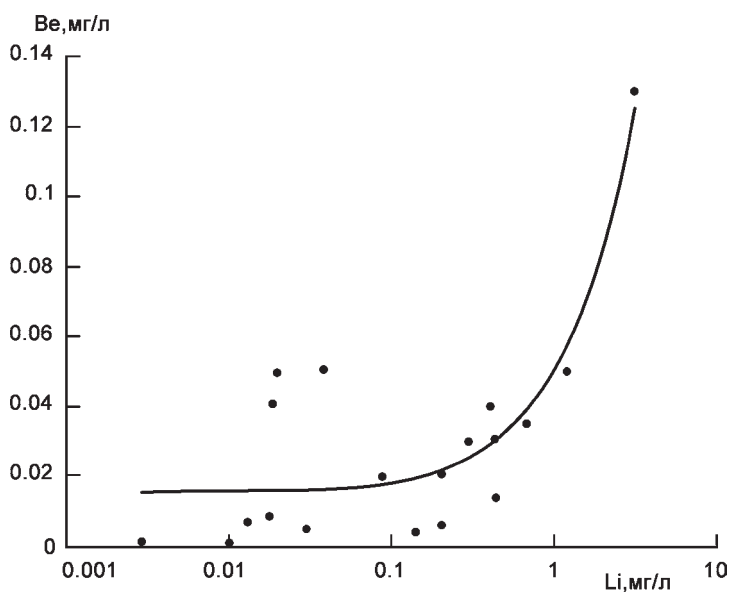


Рис. 3. Зависимости содержания лития в горнорудных стоках от минерализации и содержания Ca, Mg, Rb [Ахметов, 2010]

торождений следы бериллия зафиксированы в районе месторождения им. XIX партсъезда, а также Куль-Юрт-Тау и Гайского месторождений (0,0003–0,0005 мг/л) [Черняев и др., 1970]. Несмотря на крайне низкие содержания Be в породах, техногенные процессы приводят к накоплению его в стоках (рис. 4), где содержание Be колеблется 0,001 до 0,13 мг/л (при ПДК_{рх} 0,0003 мг/л), для примера воды отвалов Малышевского бериллиевого месторождения содержат 0,п–0,0п мг/л Be [Крайнов



и др., 2004]. В гидрооксидах железа на территории Бакр-Тау содержится до 9 г/т бериллия, в пене на поверхности стоков Южного отвала Сибайского месторождения эта цифра составляет 6,6 г/т. В группу бериллия также входят барий (0,04–0,7 мг/л) и стронций (0,2–6,3 мг/л).

Кадмий — типоморфный халькофильный элемент месторождений колчеданной формации. По физическим свойствам кадмий ближе всего к цинку, в меньшей степени — к свинцу и индию. Основным его концентратом является сфалерит (также галенит и буланжерит).

Распространенность кадмия в подземных водах исключительно низкая. Он обнаружен спектральным анализом только в нескольких пробах сульфатных натриевых вод южноуральских сульфидных месторождений, в непосредственной близости от богатых цинком руд. Содержание кадмия в этих пробах колеблется от следов до 0,01 г/л. Переносится он, по-видимому, в сульфатной форме. Концентрации его в подотвальных стоках достаточно высоки, в пределах от 0,02 мг/л (серноколчеданное месторождение Куль-Юрт-Тау) до 31,4 мг/л (медно-цинковое месторождение Сибай) при ПДК_{рх} 0,005 мг/л. По данным Э.Ф. Емлина [1991], содержание кадмия в подотвальных водах Сибая достигает 380 мг/л.

Наряду с кадмием в стоках высоки содержания мышьяка. Мышьяк широко распространен в рудах сульфидных месторождений, преимущественно в виде арсенопирита. Минералы мышьяка неустойчивы в зоне гипергенеза и разлагаются в результате различных процессов. Содержание мышьяка в водах достигает 10–400 мг/л и более. В подземных водах Урала мышьяк встречается от следов до 0,054 мг/л в 35–62% проанализированных проб. Наиболее высокое его содержание

Рис. 4. Содержание Li и Be в подотвальных водах Южного Урала

встречено в сульфатных водах — 0,075 мг/л. В подотвальных стоках содержание мышьяка колеблется от 0,04 (Сибай) до 7,55 мг/л (Куль-Юрт-Тау).

Слабоизученной является проблема распространения в отходах радионуклидов, которые ранее не рассматривались в качестве поллютантов. В ходе исследований Д.Г. Тараборина [2004] установлено, что колчеданные комплексные руды в Тагило-Магнитогорском прогибе отличаются заметно выраженным парагенезисом с радионуклидами, в первую очередь с ураном и торием. Аномальная радиоактивность приурочена не только к площадям и участкам медноколчеданного оруденения, но и к гипергенным образованиям. Гайское месторождение медноколчеданных руд отличается относительно высокой радиоактивностью до 400 мкР/ч, выявленной при радиометрическом обследовании горных выработок, вскрывающих рудные тела. Содержание U 0,03%. Для него установлена минеральная форма — урановая чернь, уранинит. Урановая минерализация проявлена в одном объеме с медноколчеданным оруденением. Аномальная радиоактивность установлена также в мезо-кайнозойском чехле (61–63 мкР/ч).

Несмотря на относительно невысокие содержания радиоактивных элементов в породах, процессы техногенеза приводят к их накоплению в сточных водах (мг/л): U до 1; Th до 0,8. Радиоактивные элементы всегда ассоциируются с РЗЭ. Содержание урана почти во всех пробах имеет прямую корреляцию с содержанием иттрия (рис. 5), что соответствует литературным данным о поведении урана и РЗЭ иттриевой группы в зоне гипергенеза. В оксидах железа и марганца, глинах уран и торий накапливаются синхронно с лантаноидами иттриевой группы [Перельман, 1961].

В результате процессов выветривания происходит накопление кальция, церия, элементов цериевой группы, тория в продуктах гипергенеза. Одновременно с этим происходит вынос из пород и концентрация в водах магния, иттрия, элементов иттриевой группы, урана.

Вероятными минералами-концентраторами иттрия и лантаноидов могут являться: флюорит, апатит, сфен, эпидот, магнетит, барит, гипс, ярозит, лимонит, кальцит, циркон, полевые шпаты, гидрослюда, галенит и пирит.

По данным Л.С. Табаксблата [1994], возможными источниками редких и редкоземельных элементов могут быть брункит и торбастинит, которые

рентгенографически определены в водовмещающих пирокластических породах, натечных образованиях, рыхлых поверхностных отложениях и сухих остатках вод Урала. Для рудничных вод колчеданных месторождений Урала Л.С. Табаксблат приводит следующие максимальные содержания лантаноидов (мг/л): La до 4,91; Ce до 7,58; Nd до 5,03; Sm до 0,03; Eu до 0,49; Tb до 0,54; Ho до 1,53; Tm до 0,55; Yb до 0,77, Lu до 0,14.

Обнаружение брункита, в том числе в сухих остатках кислых растворов, объясняет и источник поступления, и, возможно, среду переноса ряда металлов. Данных по содержанию редкоземельных элементов в подземных водах данного региона нет. В стоках содержится (мг/л): 0,12–6,3 Y; 0,0004–2,2 Ce; 0,0016–0,94 La; 0,0001–0,3 Pr; 0,0002–0,6 Nd; 0,0001–0,2 Sm; 0,0001–0,25 Eu; 0,0002–0,4 Gd; 0,00012–0,25 Tb, 0,0008–1,6 Dy; 0,0002–0,28 Ho; 0,0001–0,94 Er; 0,00012–0,1 Tm; 0,00024–0,6 Yb; 0,0001–0,09 Lu. В налетах оксидов на поверхности почв в непосредственной близости от отвалов Бакр-Тау содержится 189 г/т Y и 31 г/т La. Наиболее низкие значения концентраций приурочены в основном к слабоминерализованным стокам Южного отвала Сибайского месторождения. Из всех лантаноидов нормируемыми являются самарий и европий, их ПДК для питьевых вод составляют 0,024 и 0,3 мг/л соответственно [Ахметов, Абдрахманов, 2009].

Содержание урана в подотвальных водах составляет от 0,006 до 1 мг/л (при норме для питьевых вод до 0,05 мг/л). По классификации О.А. Алекина [1970] концентрация урана в природных водах (0,0005%) относится к очень высоким. В обстановке низких значений рН уран (преимущественно в виде комплексов уранил-иона — UO_2^{2+}) начинает мигрировать, и по мере снижения кислотности обстановки может накапливаться в различных подсистемах природной среды (почве, донных отложениях и др.).

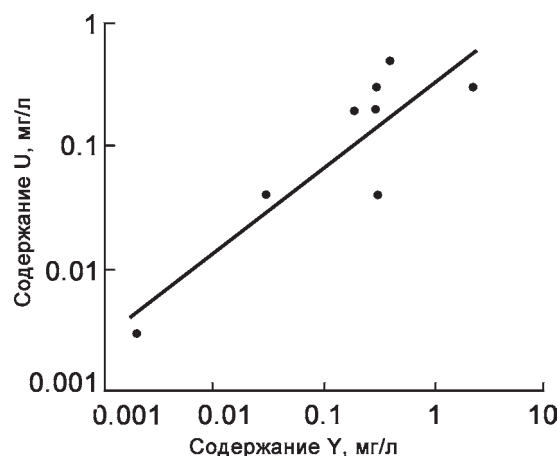


Рис. 5. Корреляция содержания иттрия и урана в подотвальных водах [Ахметов, Абдрахманов, 2009]

Источниками урана и тория могут быть: пирит, флюорит, породообразующие минералы (полевые шпаты, слюды и проч.), торбастнезит и в меньшей степени циркон. Уран образует вокруг породообразующих минералов кайму, которая представляет собой сорбционную пленку. Концентрация урана в этой пленке в 1000–10000 раз выше, чем в самих минералах [Титаева, 2002].

Подотвальные воды представляют собой минеральное сырье, в котором по уровню концентраций содержание главных элементов соизмеримо со средними содержаниями в рудах, в то же время высокие концентрации металлов определяют высокую токсичность подотвальных вод. По комплексу и концентрациям многих элементов отвалы даже более активны, чем многие рудные месторождения [Крайнов и др., 2004].

Литература:

Абдрахманов Р.Ф., Попов В.Г. Геохимия и формирование подземных вод Южного Урала. – Уфа: Гилем, 2010. – 420 с.

Алекин О.А. Основы гидрохимии. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 442 с.

Ахметов Р.М. Техногенез геологической среды Восточного Башкортостана: Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук / Урал. горный ун-т. – Екатеринбург, 2010. – 20 с.

Ахметов Р.М., Абдрахманов Р.Ф. Тяжелые металлы и радиоактивные элементы в горнопромышленных отходах Южного Урала и Предуралья // Геологический сборник № 8 / ИГ УНЦ РАН. – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2009. – С. 253–257.

Емлин Э.Ф. Техногенез колчеданных месторождений Урала. – Свердловск: Изд-во Урал. ун-та, 1991. – 253 с.

Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности раннедевонско-эйфельских островодужных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. – 2005. – № 1. – С. 22–41.

Косарев А.М., Пучков В.Н., Серавкин И.Б. Петролого-геохимические особенности среднедевонско-раннекаменноугольных островодужных и коллизионных вулканитов Магнитогорской зоны в геодинамическом контексте // Литосфера. – 2006. – № 1. – С. 3–21.

Крайнов С.Р., Рыженко Б.Н., Швец В.М. Геохимия подземных вод. Теоретические, прикладные и экологические аспекты. – М.: Наука, 2004. – 677 с.

Перельман А.И. Геохимия ландшафта. – М.: Географгиз, 1961. – 496 с.

Табаксблат Л.С. Состав и металлоносность рудничных вод медно-колчеданных месторождений при высокой техногенной нагрузке // Гидрохимические материалы. – 1994. – Т. 111. – С. 31–38.

Тараборин Д.Г. Аномальная радиоактивность месторождений твердых полезных ископаемых Южного Урала (Оренбургская область) как фактор осложнения радиационной обстановки в регионе // Отечественная геология. – 2004. – № 5. – С. 29–34.

Титаева Н.А. Геохимия изотопов радиоактивных элементов (U, Th, Ra): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук / МГУ. – М., 2002. – 91 с.

Черняев А.М., Черняева Л.Е., Бабченко В.Н. Гидрохимия малых, редких и рассеянных элементов (Южный Урал, Зауралье и Казахстан). – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. – 164 с.

Сведения об авторе:

Абдрахманов Рафил Фазылович. Институт геологии Уфимского научного центра РАН (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа. E-mail: hydro@ufaras.ru.

Ахметов Ринат Маратович. Институт геологии Уфимского научного центра РАН (ИГ УНЦ РАН), Россия, г. Уфа. E-mail: hydro@ufaras.ru.

FEATURES OF GEOCHEMISTRY OF RARE ELEMENTS IN NATURAL AND TECHNOGENIC FORMATIONS OF THE SOUTHERN URAL

R. F. Abdrakhmanov, R. M. Akhmetov

Abdrakhmanov Rafil Fazylovich. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: hydro@ufaras.ru.

Akhmetov Rinat Maratovich. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: hydro@ufaras.ru.

Abstract. The geochemistry study of waste of non-ferrous metallurgy enterprises is of not only theoretical but also practical importance. On one hand, drains are the ore raw materials, and on the other — a source of geoeological problems. The paper considers hydrogeochemistry of rare elements in the mining areas of the Southern Urals.

Key words: minerals, waste water, sulphides, rare elements, radionuclides.

УДК 551.435.8 (470.57)

А. И. Смирнов

КАРСТ И СОВРЕМЕННАЯ ЕГО АКТИВНОСТЬ НА УФИМСКОМ КАРСТОВОМ КОСОГОРЕ

Аннотация. Приведена история исследования сульфатного карста на Уфимском косогоре в г. Уфе, охарактеризованы условия и факторы его развития. Рассмотрены итоги многолетних (1976–2015 гг.) режимных наблюдений за поверхностными карстопоявлениями, дана оценка современной активности их развития вдоль железной дороги, проложенной по косогору.

Ключевые слова: Уфимский косогор, сульфатный карст, железная дорога, карстовые провалы и воронки.

Уфимский карстовый косогор («косогор»), площадью около 7 км², представляет собой высокий (до 80 м) и крутой, в нижней части обрывистый, расчлененный эрозионными и эрозионно-карстовыми оврагами правый склон долины р. Белой в г. Уфе, вдоль которого проходит железная дорога Самара – Челябинск с 1622 по 1629 км (рис. 1).

Активные проявления карстового процесса на Уфимском карстовом косогоре известны еще с середины XVIII века, со времен экспедиций Российской Академии Наук. Паллас в описании своего знаменитого путешествия по разным провинциям Российского Государства дал территории г. Уфы весьма нелестную характеристику. Он писал: «Уфа — есть место, худо выстроенное и немало уже в упадок пришедшее, коего положение дурнее избрано быть не могло ... Знатная часть холмов (между Белой и Уфою) состоит из одного известкового мергеля и глины, где весенняя вода прорывает глубокие протоки; а нередко делает и провалы ...» [Паллас, 1786].

Об активном развитии карста в г. Уфе в целом и на Уфимском косогоре в частности указывал также и геолог Ф.Н. Чернышев, который работал здесь в конце позапрошлого столетия во время строительства Самаро-Златоустовской железной дороги в г. Уфе. Он высказался против строительства железной дороги на Уфимском косогоре [Иванов, 1899].

Однако в начале 1890-х годов по «косогору» был все же проложен участок Самаро-Златоустовской железной дороги (от 453 до 459 версты, ныне 1622–1629 км) и исследования карста на нем приобрели четко выраженную практическую направленность. Обусловлено это было тем, что сразу же после ввода в эксплуатацию железной дороги в пределах ее полотна стали образовываться ворон-

ки и провалы. Часть из них была ликвидирована, но потом провалы вновь повторялись в тех же самых местах, что угрожало безопасности движения железнодорожных составов.

Д.Л. Иванов — горный инженер путей сообщения, экстренно командированный в Уфу в 1894 г., после проведения на косогоре инженерно-геологических изысканий охарактеризовал обстановку на нем следующим образом: «Ввиду неожиданности и быстроты образования провалов, а также ввиду того, что весь косогор от 453 до 459 версты находится в одинаковых геологических условиях, допускающих образование воронок, вдоль косогора была установлена усиленная охрана из постоянного дежурного сторожа на каждые 2 версты. Сверх того установлено:

1) на 457-й версте — тихая езда не свыше 5 верст в час;

2) на 459-й версте — остановка поездов, для принятия на паровоз провожатого для провода поезда с той же скоростью;

3) на остальных верстах предельная скорость в 25 верст в час».

В целом, оценивая устойчивость косогора по карстоопасности, он [Иванов, 1899] пришел к выводу, что «... дорогу на перегоне Уфа – Ураково доведется бросить, избравши для нее другое направление...».

Между тем железная дорога на косогоре эксплуатируется и сегодня, а карстовые провалы, хотя и не так часто, как раньше, продолжают образовываться непосредственно в пределах ее полотна. То есть изучение карста на косогоре с целью прогноза проявлений его на поверхности сегодня не менее актуально, чем в начальный период эксплуатации железной дороги.

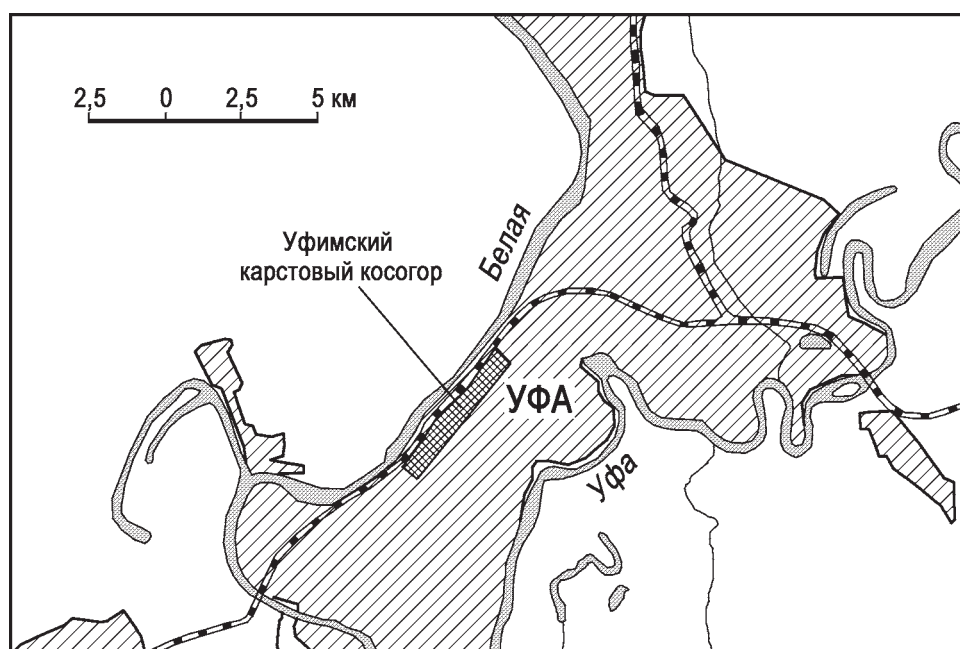


Рис. 1. Схема расположения Уфимского карстового косогора

В геологическом строении косогора принимают участие гипсы кунгурского яруса. Они обнажаются в нижних, обрывистых частях косогора и склонов оврагов и детально описаны еще в 1940-х гг. Г.Г. Сворцовым. Гипсы согласно покрываются терригенно-карбонатными отложениями уфимского яруса мощностью до 75 м. Разрез их для территории г. Уфы наиболее полно охарактеризовали О.И. Ожиганова [1940 г.], А.Г. Гумеров и Е.А. Имаев [1961 г.]. На основании разработанных ими стратиграфических схем по задокументированным нами [Смирнов, 1998 г.] обнажениям составлена сводная колонка уфимских отложений косогора, которая представлена: соликамской свитой (песчано-глинистой и известковой подсвитами) и шешминской свитой (терригенно-доломитовой и глинисто-мергельной подсвитами). Кровля гипсов кунгура волнистая, амплитуда колебания отметок кровли гипсов достигает 15–20 м, а падение пластов 10–14°. При этом погружения кровли гипсов кунгура унаследованы оврагами, а приподнятые массивы — межовражными участками.

Кунгурский и уфимский ярусы неравномерно покрыты (кроме обрывистых участков косогора) суглинистыми преимущественно элювиально-делювиальными (на склонах) и делювиально-пролювиальными (в оврагах) неоген-четвертичными образованиями.

Частое переслаивание пород различного состава в разрезе уфимского яруса обуславливает наличие в них преимущественно безнапорных межпластовых вод. Многочисленные родники из песчаников, из-

вестняков и мергелей уфимского яруса приурочены в основном к средней части склона долины р. Белой. Дебиты их — от 0,1–0,2 л/с зимой до 1–3 л/с — весной. Минерализация — 0,3–0,7 г/дм³ при гидрокарбонатном магниевом-кальциевом составе. Систематические наблюдения за химическим составом вод родников свидетельствуют об относительно постоянном составе вод родников, выходящих из уфимского яруса, и их высоком дефиците насыщения по отношению к сульфату кальция. Дефицит насыщения поверхностных и подземных вод уфимского яруса сульфатом кальция колеблется от 1700 до 2050 мг/дм³, то есть по отношению к гипсам кунгура они являются весьма агрессивными. Экспериментально установлено, что поглощенные понорами в гипсах воды родников и ручьев на Уфимском косогоре почти полностью теряют свои агрессивные свойства через 0,5–0,6 км, а наиболее интенсивное насыщение вод сульфатом кальция происходит на первых 200–300 м пути [Смирнов, 1992].

Уровень трещинно-карстовых вод кунгурского яруса находится в пределах абсолютных отметок 82–113 м и с различной величиной уклона наклонен к р. Белой. Дебиты редких родников из гипсов кунгурского яруса достигают весной 5–6 л/с, а минерализация вод — 2,0–2,3 г/дм³ при сульфатном кальциевом составе и дефиците насыщения всего 0,1–0,6 дм/м³.

Питание карстовых вод кунгурского яруса происходит как за счет инфильтрации атмосферных осадков на участках выхода гипсов на поверхность и поглощения вод ручьев в оврагах карстовыми

воронками, так и за счет перетока вод из уфимского яруса по трещинам. В целом гидрогеологическая обстановка косогора характеризуется интенсивным водообменом и свободной разгрузкой трещинно-карстовых вод [Смирнов, 1997].

Подводя итог геолого-гидрогеологической характеристике Уфимского косогора, можно утверждать, что на нем имеются все четыре необходимых условия развития карста: наличие растворимых пород, их водопроницаемость, движущиеся воды и их растворяющая способность [Соколов, 1962].

Из многочисленных опубликованных и фоновых работ, освещающих карст Уфимского косогора, наибольшее внимание, на наш взгляд, заслуживают исследования Д.Л. Иванова, Г.Г. Скворцова, С.П. Ткалича, В.И. Мартина и В.Ф. Ткачева. При этом Д.Л. Иванов и Г.Г. Скворцов первыми установили и охарактеризовали основные условия и факторы развития карста на косогоре, последующие же за ними перечисленные исследователи лишь дополнили и уточнили их.

Если все исследователи Уфимского косогора признают, что на косогоре имеются все условия для развития главным образом сульфатного типа карста, то факторы его развития оцениваются ими не однозначно.

Так, Д.Л. Иванов [1899], являясь автором первых детальных исследований карста на косогоре, решающую роль в формировании карстовых форм и, следовательно, общего рельефа косогора, отводил трещинам «отседания», которые являются путями движения подземных вод в растворимых гипсах (рис. 2).

На косогоре Д.Л. Ивановым впервые были выделены «окайные» или «краевые» трещины (рис. 3), которые простираются параллельно «обрезу косогора» и разбивают породы на отдельные блоки — «пластины». В последующем А.Г. Лыкошин [1953] назвал эти трещины — трещинами бортового отпора. Они образуются в результате односторонней разгрузки горных пород от объемного сжатия в сторону крутого склона долин-дрен при достаточно быстром развитии глубинной эрозии. Пластины на склоне долины р. Белой и склонах пересекающих косогор оврагов образуют ряд ступеней и определяют блочное строение гипсовой толщи (рис. 4).

Оценивая устойчивость косогора в целом и полотно железной дороги в частности, Д.Л. Иванов, как отмечалось в начале статьи, отметил невозможность применения каких-либо оздоровительных мероприятий для повышения устойчивости полосы местности вдоль железной дороги.

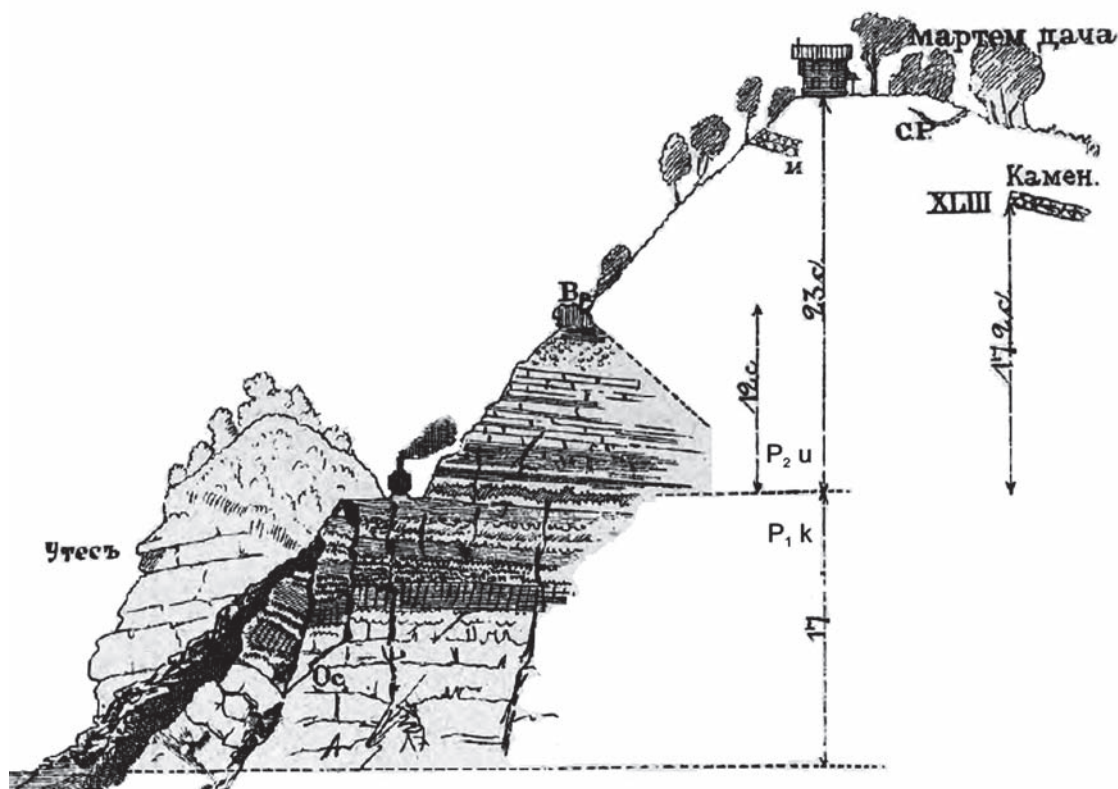


Рис. 2. Кунгурские (P_1k) и уфимские отложения (P_2u) на Уфимском косогоре. «Черт. 23. Обн. XXXVII на 457 версте. Разрез через дачу» (по Д.Л. Иванову [1899])



Рис. 3. Трещины бортового отпора, играющие решающую роль в формировании карста Уфимского косогора «Черт. 17. Разрез через обвал» (по Д.Л. Иванову [1899])

В 1940-х годах карст Уфимского косогора изучался Г.Г. Скворцовым [Скворцов, 1945 г.]. В результате комплекса работ вдоль железной дороги на косогоре он пришел к выводу, что сбросов и других разрывных тектонических нарушений на косогоре нет, а имеется лишь гофрировка слоев. По его мнению, основным фактором, влияющим на развитие карста, является поглощение поверхностного стока и подземных вод уфимского яруса трещинами в гипсах и карстовыми воронками. Исходя из этого, для уменьшения активности развития карстового процесса на косогоре по рекомендациям Г.Г. Скворцова еще в 1950-х гг. были осуществлены мероприятия по перехвату вод в понорах и их отводу по водоотводящим канавам, колодцам и штольням. В настоящее время в большинстве случаев все эти сооружения разрушены и требуют ремонта и восстановления [Скворцов, 1962].

Основную роль в формировании рельефа косогора Г.Г. Скворцов отводил карстово-оползневым процессам, принципиальная схема развития которых сводится к следующему (рис. 5).

Породы уфимского яруса, залегающие на карстующихся гипсах кунгура, теряют устойчивость в результате растворения и выщелачивания гипсов на глубине. В связи с этим отдельные глыбы или блоки гипсов смещаются от р. Белой вглубь склона. Эти подвижки блоков гипсов и вызывают оползни в толще пород уфимского яруса, которые в связи с этим находятся в нарушенном карстово-оползневом залегании.

Таким образом, роль трещин «отседания» в формировании ступенчатой поверхности склона, на которую указывал Д.Л. Иванов, Г.Г. Скворцов не разделяет. Роль трещин бортового отпора он видел

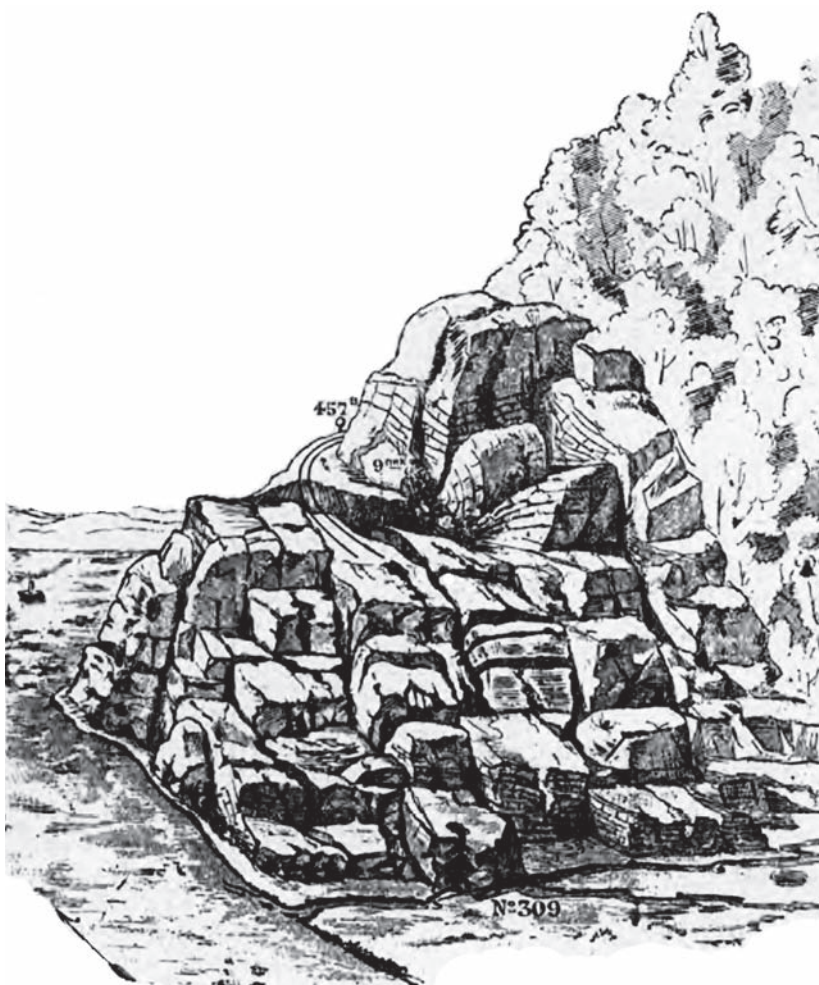


Рис. 4. Блоковая структура Уфимского косогора (по Д.Л. Иванову [1899]). «Черт. 55. Схема залегания гипсов на провале 457 вер., если бы устранить глины и насыпь»

Рис. 5. Схема развития карстово-оползневых процессов на Уфимском косогоре (по Г.Г. Скворцову [1945 г.])

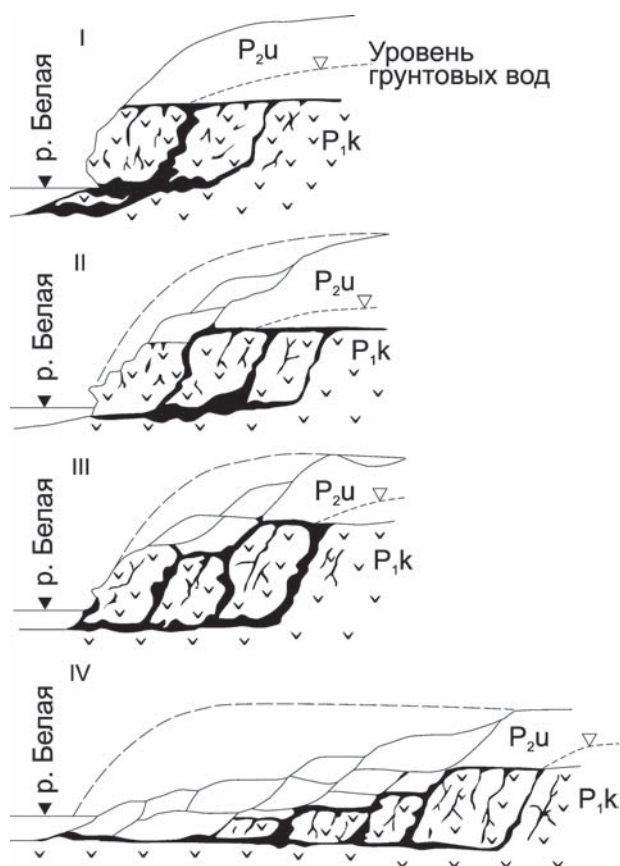
лишь в том, что они разбивают массив гипсов на блоки, определяют циркуляцию в них подземных вод и тем самым способствуют развитию карста.

Особо следует отметить, что Г.Г. Скворцов совершенно справедливо рассматривал карст как вековой процесс, который в районе г. Уфы начал активно развиваться еще в ходе формирования переуглубленной палеодолины р. Белой (с конца миоцена – начала плиоцена) и продолжает развиваться на современном этапе, медленно, но непрерывно разрушая косогор. После работы Г.Г. Скворцова вопросы гидрогеологии и карста в районе г. Уфы и косогора в той или иной степени освещались в ежегодных и сводных отчетах Уфимской (затем Башкирской) гидростанции (с 1971 г. Башкирской комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической партии).

Наиболее ценные факты и выводы содержатся в производственных отчетах С.П. Ткалича [1955 г.], В.И. Мартина и др. [1962 г., 1967 г.], В.Ф. Ткачева и др. [1976 г., 1981 г.], А.И. Смирнова и В.Ф. Ткачева [1986 г.], А.И. Смирнова [1989 г., 1994 г.]. Однако эти работы не внесли чего-то принципиально нового в познание пространственных закономерностей распространения и развития карста и других проявлений экзогенных геологических процессов (ЭГП). Они лишь в некоторой степени дополнили и уточнили выводы Д.Л. Иванова и Г.Г. Скворцова. В то же время вывод последнего о залегании уфимских отложений на косогоре в карстово-оползневом состоянии не получил повсеместного подтверждения.

В целом на основании изучения карста на Уфимском косогоре предшественниками о его природе можно сказать следующее:

- подавляющая часть карстопоявлений на косогоре обусловлена развитием сульфатного карста в гипсах кунгура;
- интенсивность распространения поверхностных проявлений карста обратно пропорциональна мощности покрывающих гипсы отложений и уклону местности;
- к факторам, ускоряющим развитие карста, относятся переток в гипсы кунгура весьма агрессивных к ним подземных вод из вышележащих горизонтов уфимского яруса по трещинам бортового отпора, широко развитым в пределах крутых и обрывистых частей склонов, а также поглощение в понорах вод временных и постоянных поверхностных водотоков с высоким дефицитом сульфата кальция [Смирнов, 2013].



Новым в исследованиях карста косогора в последние 40 лет являются данные по активности его развития, полученные на основе регулярных режимных наблюдений.

Одним из основных признаков активности развития карста являются вновь образующиеся карстовые воронки и провалы.

Первые обобщения по карстовым воронкам и провалам косогора были проведены еще в 1894–1896 гг. Д.Л. Ивановым [1899]. В 1941–1945 гг. в процессе инженерно-геологических изысканий экспедицией «Транспроекткарьера» под руководством Г.Г. Скворцова, а затем в 1946–1962 гг. при изучении режима подземных вод Уфимской гидрогеологической станцией (А.Н. Фонарев, С.П. Ткалич, В.И. Мартин, В.Ф. Ткачев) на косогоре проводились наблюдения за образованием карстовых воронок и провалов.

После 16-летнего перерыва в 1976 г. стационарные наблюдения за развитием карстопоявлений и других форм ЭГП на Уфимском косогоре были возобновлены Башкирской комплексной гидрогеологической и инженерно-геологической партией ГПП «Башкиргеология» (ныне Центр мониторинга состояния недр ОАО «Башкиргеология») и непрерывно ведутся уже на протяжении почти 40 лет. В результате на сегодняшний день получен пред-

ставительный, можно сказать — уникальный ряд наблюдений по активности проявления карста на поверхности косогора (рис. 6).

Методика режимных наблюдений за проявлениями на поверхности карста на косогоре и их результаты подробно рассмотрены в предыдущих работах автора [Смирнов, 1992, 2011 и др.], которые в обобщенном виде можно охарактеризовать следующим образом.

За непрерывный ряд наблюдений с 1976 по 2015 гг.):

- наивысшая современная активность проявления карста на поверхности характерна для наиболее пораженных карстом участков, где факторы для его развития наиболее благоприятны и карстовые формы рельефа активно начали формироваться еще в период формирования плиоценовой палеодолины р. Белой;
- на современном этапе характер распространения и активность развития проявлений карста на поверхности являются унаследованными от неоген-четвертичного времени как по районам распространения, так и по направленности;
- установлена зависимость активности проявления карста на поверхности от элементов рельефа: наибольшее количество провалов и воронок об-

разовалось в днищах оврагов ниже поглощения поверхностных вод в понорах;

- выявлена прямая связь образования новых провалов и воронок от метеофакторов и обратная — от мощности покрывающих гипсы отложений;
- зафиксирована определенная цикличность проявления карста на поверхности, связанная с циклами солнечной активности.

Особо следует остановиться на активности развития карста вдоль железнодорожного полотна, проложенного по косогору.

По собранным нами данным, в пределах железнодорожного полотна и в непосредственной близости от него с 1888 по 2015 годы на косогоре образовалось 108 провалов и воронок (в среднем 0,4 шт. в год). При этом их размеры в последние годы значительно уменьшились, несмотря на то, что вибрационно-динамические нагрузки на полотно дороги усилились из-за увеличения веса и скорости составов поездов. Так, в первые 50–60 лет эксплуатации железной дороги поперечник и глубина провалов часто превышали 3–5 м, а самый крупный провал, глубиной 13–14 м и площадью 1500 м², образовавшийся 27 апреля 1927 г. на 1623 км, захватил склон насыпи дороги и нечетный путь. Глубина же и диаметр провалов и воронок, кото-

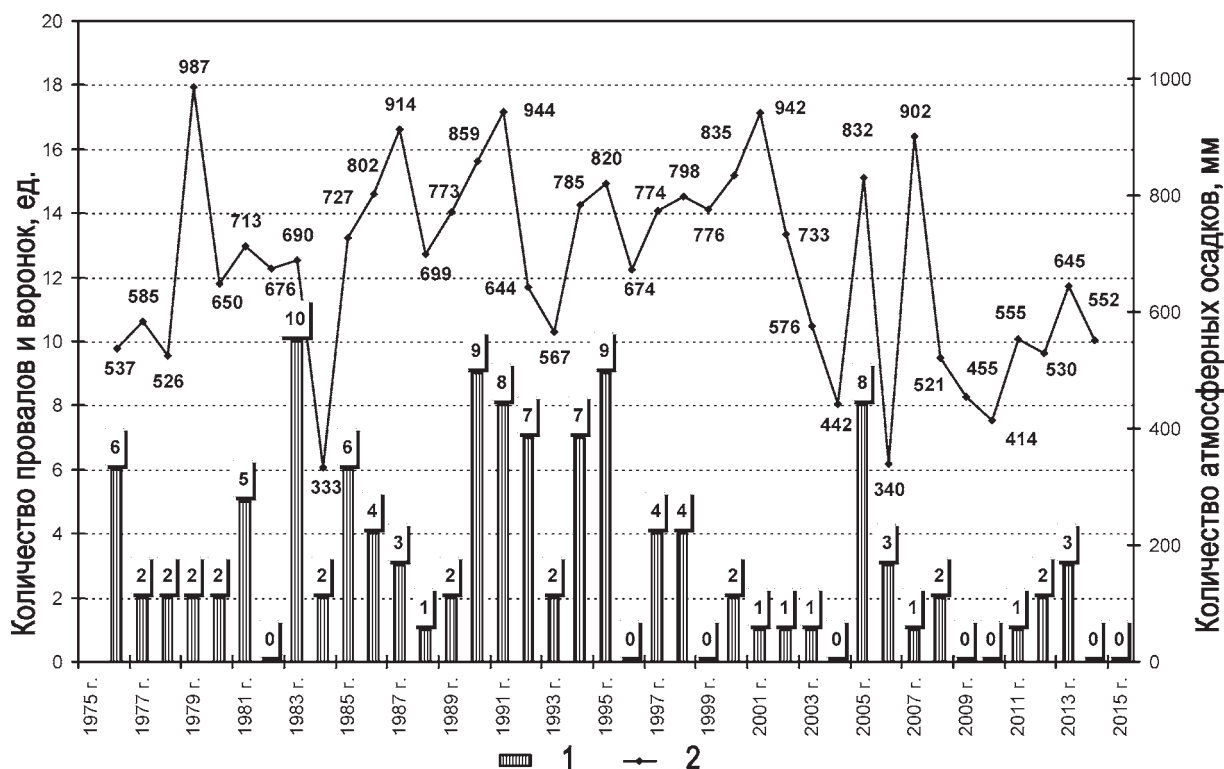


Рис. 6. Образование провалов и воронок на Уфимском косогоре в 1976–2015 гг. Сведения за 2015 г., без данных за ноябрь и декабрь

Условные обозначения: 1 — количество вновь образовавшихся провалов и воронок за год; 2 — количество атмосферных осадков за календарный год, мм.

рые образовывались вдоль железной дороги в последние 40 лет, обычно не превышали 2 м [Смирнов, 2013].

Уменьшение масштаба активности проявления карста на поверхности, в пределах железнодорожного полотна обусловлено тем, что первоначально создание насыпи дороги и начавшееся по ней движение поездов способствовали активизации обрушения естественных перекрытий над карстовыми полостями из-за возникновения вибрации и дополнительного динамического давления на полотно проходящими по ней железнодорожными составами. После образования провалов большинство из скрытых полостей заполнились материалом насыпи дороги и уже не проявлялись на поверхности столь часто. Расширяющиеся старые и вновь образующиеся полости постепенно и непрерывно заполняются материалом насыпи дороги из-за постоянного ее «встряхивания», вызываемого движением железнодорожных составов и периодической подсыпки балласта на полотно дороги [Соколов, 1962]. Действительно, за последние 15 лет вдоль железной дороги зафиксировано образование только одной воронки (24.04.2000, в 4 м справа от линии четного пути на 1626 км ПК3+12). Диаметр ее составил 1,5 м, глубина 1,0 м. При этом она образовалась на месте ранее ликвидированных воронок, которые возникали в этом месте 25.11.1977 и 17.04.1995.

В заключение отметим, что природные условия и факторы развития карста на Уфимском косогоре изучены относительно хорошо. Между тем закономерности развития карста во времени на нем раскрыты еще далеко не полностью. Без них невозможен

прогноз развития карста во времени, что предопределяет необходимость продолжения проведения режимных наблюдений за карстом на Уфимском косогоре.

Литература:

Иванов Д.Л. Уфимские воронки на Самаро-Златоустовской дороге // Изв. Собрания инженеров путей сообщения. – СПб, 1899. – С. 351.

Лыкошин А.Г. Трещины бортового отпора // Бюлл. МОИП, отд. геолог. – 1953. – Т. 28, Вып. 4. – С. 53–69.

Паллас Петр-Симон. Путешествие по разным провинциям Российского Государства. – Ч. 2, Кн. 1. – СПб: Императорская Академия Наук, 1786. – 575 с.

Скворцов Г.Г. Вопросы инженерно-геологического изучения и оценки карста в основании железнодорожных сооружений // Специальные вопросы карстоведения. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – С. 43–57.

Смирнов А.И. Стационарные наблюдения за карстопроявлениями на Уфимском карстовом косогоре // Инженерная геология. – 1992. – № 2. – С. 50–56.

Смирнов А.И. Новые данные о современной активности развития карстового процесса на Уфимском косогоре // Инженерно-геологическое обеспечение недропользования и охраны окружающей среды: Мат-лы междунар. науч.-практ. конф. – Пермь, 1997. – С. 149–152.

Смирнов А.И. Опыт прогноза проявлений сульфатного карста на примере Уфимского косогора // Разведка и охрана недр. – 2011. – № 3. – С. 64–68.

Смирнов А.И. Активность проявления карста вдоль железной дороги на Уфимском косогоре // Гидрогеология и карстоведение / Перм. гос. ун-т, Оренбургский гос. ун-т и др. – Пермь; Оренбург, 2013. – Вып. 19. – С. 219–224.

Соколов Д.С. Основные условия развития карста. – М.: Госгеолтехиздат, 1962. – 322 с.

Сведения об авторе:

Смирнов Александр Ильич. Институт геологии Уфимского научного центра РАН (ИГ УНЦ РАН), г. Уфа, Башкортостан. E-mail: smalil@mail.ru.

KARST AND ITS PRESENT ACTIVITY ON THE UFA KARST SLOPE

A. I. Smirnov

Smirnov Aleksandr Il'ich. Institute of Geology Ufa Science Centre Russian Academy of Sciences (IG USC RAS), Ufa, Russia. E-mail: smalil@mail.ru.

Abstract. The article describes the history of the study of sulfate karst at the Ufa slope in Ufa, characterized by conditions and factors of its development. We consider the results of long-term (1976–2015), regime observations of surface karst, and give an assessment of its current activity along the railway line laid along the slope.

Key words: Ufa slope, sulfate karst, railway, karst holes and craters.

В ПАМЯТЬ О ТОВАРИЩЕ

Маслов Виктор Алексеевич 21.09.1926 – 28.09.2015



28 сентября 2015 г. на 90-м году жизни остановилось сердце Виктора Алексеевича Маслова, одного из старейших сотрудников Института геологии УНЦ РАН, последнего из когорты первых зачинателей науки в Институте. От нас ушел ученый, преданный своему делу до последнего дыхания. 63 плодотворных года были отданы геологической науке.

В 1952 г. В.А. Маслов закончил геологический факультет Воронежского государственного университета и по распределению приехал в Уфу, где в это время организовывался новый региональный научный центр — Башкирский филиал академии наук СССР. Довольно быстро он определился в выборе своей научной карьеры и в 1953 г. поступил в аспирантуру к профессору Г.В. Вахрушеву. Однако научное направление и тему своей будущей работы выбрал самостоятельно, отвергнув предложенные ему руководителем, чем немало удивил и профессора, и старших коллег. Виктор Алексеевич с присущей ему завидной

энергией и колоссальной работоспособностью начал осваивать литологию карбонатных отложений девона западного склона Южного Урала, ежегодно выезжая на полевые работы, без которых не представлял себе настоящей геологии. В 1959 г. В.А. Маслов успешно защитил кандидатскую диссертацию «Литология и фациальные особенности верхнедевонских карбонатных отложений западного склона Южного Урала».

А в 1961 г. В.А. Маслов был вынужден резко изменить направление своих исследований. По всей вероятности, оценивая его потенциал организатора, колоссальную работоспособность и такие черты характера, как упорство в достижении целей, обязательность и доведение до конца любого дела, директор А.И. Олли посчитал, что Виктор Алексеевич должен справиться с новыми задачами, поставленными перед практической геологией¹. Развернутая Министерством геологии СССР программа детальных геологических съемок и поисковых работ на Южном Урале, главным образом в рудных районах восточного склона, нуждалась в серьезных стратиграфических исследованиях по расчленению вулканогенных образований. Изучению стратиграфии палеозойских рудоносных отложений восточного склона Южного Урала В.А. Маслов посвятил 54 года своей жизни. Начало работ на восточном склоне было очень трудным: после осадочных, преимущественно карбонатных разрезов западного склона нужно было перестроиться на изучение вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ, понять их особенности, найти способы и критерии для их расчленения и корреляции. Тесное общение с геологами-съемщиками помогло В.А. Маслову довольно быстро войти в курс проблем, выстроить стратегию и тактику страти-

¹ В начале 60-х гг. Институт был передан сначала в ведение Госкомитета Совета Министров РСФСР по координации научно-исследовательских работ с охранением общего научного руководства АН СССР, а в 1964 г. в связи с ликвидацией Башкирского филиала — Министерству геологии СССР (50 лет Институту ..., 2001).

графических исследований палеозоя Магнитогорского мегасинклинория. Им были проанализированы все известные на тот момент сведения о находках фауны, которых оказалось не так много, поскольку включающие ее известняки встречаются в вулканогенных толщах крайне ограниченно. Много усилий В.А. Маслов приложил к сбору новых коллекций макрофаунистических остатков. В 1964 г. в рукописном отчете «Стратиграфия девонских отложений западного борта Магнитогорского мегасинклинория (Баймакский и Хайбуллинский районы Башкирии)» ему пришлось отстаивать новые позиции относительно границ местных стратонтов, аргументировать их стратиграфическое положение в предложенной им схеме стратиграфии. А рукописный отчет «Типовые разрезы силура и девона Магнитогорского мегасинклинория» (1970 г.), в котором обобщен огромный фактический материал, стал основой монографии «Девон восточного склона Южного Урала» (Маслов, 1980), до сих пор входящей в список цитирований многих исследователей. В этой монографии отчетливо обозначены дискуссионные вопросы датирования, и в особенности корреляции вулканитов. Было очевидно, что роль макрофауны полностью исчерпана, применение палинологического метода имеет серьезные ограничения, а использование радиолярий не уменьшило дискуссий. Поэтому необходимость поиска нового палеонтологического инструмента, отвечающего требованиям надежности и достоверности данных, а главное — возможности детальной корреляции, в начале 70-х годов привела Виктора Алексеевича к ортостратиграфической группе фауны — конодонтам.

В.А. Маслову всецело принадлежит заслуга в организации и постановке планомерных стратиграфических исследований на основе конодентов на Южном Урале. Подобранный им группа специалистов вместе с ним училась, осваивала и совершенствовала методику визуального поиска конодентов и их отпечатков на поверхностях напластования кремнистых пород и яшм. В первую очередь были изучены стратотипические разрезы местных стратонтов в Сибайском и Бурибайском рудных районах, по результатам исследования которых была составлена существенным образом обновленная схема стратиграфии девона Западно-Магнитогорской зоны, выгодно отличавшаяся от предыдущих насыщенностью палеонтологического материала, детальностью и обоснованностью.

В 1984 г. В.А. Маслов защитил докторскую диссертацию «Девон восточного склона Южного Урала (стратиграфия, история развития)». Впервые было обосновано палеонтологически стратиграфическое положение вулканогенных и вулканогенно-

осадочных местных стратонтов и проведена детальная корреляция разнофациальных комплексов, определено стратиграфическое положение рудовмещающих образований, выяснены время проявления и продолжительность фаз вулканизма.

Разработанная под руководством В.А. Маслова обновленная схема стратиграфии и корреляции девона Магнитогорской мегазоны является неотъемлемой частью Унифицированной схемы четвертого поколения (Стратиграфические и корреляционные схемы Урала, 1993). Ее главное достоинство состоит в обоснованной корреляции разрезов в пределах большого региона, решившей многие дискуссионные проблемы.

Для Виктора Алексеевича главным критерием необходимости проводимых исследований всегда была их практическая значимость. Исследования постоянно проводились в тесном сотрудничестве с геологами-съемщиками на всей охваченной съемкой территории восточного, а позднее и западного склона Южного Урала, и всегда со знаком качества. Популярность Виктора Алексеевича в среде геоло-



Рабочий момент — В.А. Маслов ведет поиск конодентов на плоскостях напластования в кремнистых породах

гической общественности Урала была очень высока. Результатами его работ интересовались не только стратиграфы, но и палеовулканологи, и литологи, и тектонисты. Он постоянно обсуждал новые материалы на заседаниях НТС всех геологических организаций Южного Урала, показывая их значимость для региональных работ. Многократно выступал с докладами на различных региональных и российских совещаниях.

Возглавив в 1974 г. лабораторию стратиграфии палеозоя, В.А. Маслов сумел поднять авторитет стратиграфических исследований в регионе. Традиционно костяк лаборатории составляла группа, занимавшаяся биостратиграфией девона западного склона, которую он курировал, выезжал в поле, обсуждал проблемы и задачи. При его инициативе и поддержке в лаборатории была создана группа по изучению биостратиграфии карбона. Позднее специалистами по ордовику и силуру была усилена группа, изучавшая стратиграфию палеозоя восточного склона, в которой Виктору Алексеевичу принадлежала роль и дирижера, и первой скрипки.

В последние годы Виктор Алексеевич со своей группой принимал самое активное участие в работах по палеонтологическому обоснованию палеозойских отложений для Южно-Уральской серии листов масштаба 1:200 000 (новая серия). Собранный палеонтологический материал использован при составлении 17 государственных геологических карт масштаба 1:200 000 и листов N-40 и N-41 масштаба 1:1 000 000. Весь собранный за эти годы фактический материал, представляющий в основном новые данные, опубликован в нескольких монографиях.

Виктор Алексеевич Маслов постоянно заботился о продолжении своего дела последующими поколениями. Много внимания он уделял молодым сотрудникам, помогал им определиться с научными интересами, бескорыстно передавал им свой опыт и знания, давал ценные советы и рекомендации. Им подготовлены специалисты нескольких поколений, завоевавшие авторитет среди коллег. Самой большой наградой для него были успехи и достижения его учеников.

*Сотрудники Лаборатории стратиграфии палеозоя:
Артюшкова О.В., Зайнуллин Р.И., Мавринская Т.М.,
Тагариева Р.Ч., Фазлиахметов А.М., Якупов Р.Р.*

Алфавитный указатель авторов

Абдрахманов Р.Ф.	206, 215
Артюшкова О.В.	42
Ахметов Р.М.	215
Бажин Е.А.	188, 195
Беликова Г.И.	160
Биктимерова З.Р.	23
Блинов И.А.	188, 195
Высоцкий С.И.	117
Горожанин В.М.	23, 69
Горожанина Е.Н.	69, 79
Данукалова Г.А.	62
Знаменская Н.М.	93
Знаменский С.Е.	93
Илалтдинов И.Я.	195
Казаков П.В.	101
Канипова З.А.	23
Клименко Т.В.	46
Ковалев С.Г.	117
Ковалев С.С.	117
Кондратенко В.Ф.	35
Косарев А.М.	174, 178
Кулагина Е.И.	46
Лозин Е.В.	110
Мавринская Т.М.	42
Мичурин С.В.	23, 144
Осипова Е.М.	62
Пазухин В.Н.	46
Попов В.Г.	206
Пучков В.Н.	3
Рахимов И.Р.	138
Родичева З.И.	174
Савельев Д.Е.	188, 195
Серавкин И.Б.	174
Сергеева Н.Д.	3
Смирнов А.И.	223
Сначёв В.И.	201
Шакуров Р.К.	114
Шарипова А.А.	144
Шафигуллина Г.Т.	178
Яковлев А.Г.	56
Якупов Р.Р.	35

Содержание

I. СТРАТИГРАФИЯ, ЛИТОЛОГИЯ, ПАЛЕОНТОЛОГИЯ	3
Сергеева Н.Д., Пучков В.Н. Стратиграфическая схема рифея и венда Волго-Уральской области (изменения и дополнения)	3
Горожанин В.М., Мичурин С.В., Канипова З.А., Биктимерова З.Р. Литологические особенности диамиктитов на границе рифея и венда в разрезе Толпарово (Южный Урал).....	23
Якупов Р.Р., Кондратенко В.Ф. Хитинозои из платформенных отложений юго-востока Русской платформы.....	35
Мавринская Т.М., Артишкова О.В. Конодонтовая характеристика пограничных интервалов пражского яруса на Южном Урале: особенности в разнофациальных разрезах	42
Кулагина Е.И., Клименко Т.В., Пазухин В.Н. Палеонтологическая характеристика каменноугольных и смежных с ними отложений бассейна реки Басу на Южном Урале	46
Яковлев А.Г. Морфологическая характеристика моляров степных пеструшек (<i>Lagurus lagurus</i> Pallas, 1773) из неоплейстоценовых местонахождений Южного Предуралья	56
Осипова Е.М., Данукалова Г.А. Характеристика малакокомплексов палеолитического местонахождения Горново (Южное Предуралье).....	62
II. ТЕКТОНИКА, СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ	69
Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Особенности строения зоны Ташлинского взбросо-надвига на Южном Урале	69
Горожанина Е.Н. Тектоно-седиментационная модель эволюции осадконакопления в Центрально-Магнитогорской зоне на Южном Урале.....	79
Знаменский С.Е., Знаменская Н.М. Структурный контроль золотого оруденения в зоне Нуралино-Вознесенско-Буйдинского разлома (Южный Урал).....	93
Казаков П.В. Сквозные диагональные зоны скрытых разломов и их рудно-россыпная благороднометаллическая специализация	101
Лозин Е.В. Некоторые соображения по поводу изучения додевона с помощью регионального сейсмического профилирования	110
Шакуров Р.К. Черниговское сейсмособытие в республике Башкортостан как особый класс землетрясений	114
III. ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ	117
Ковалев С.Г., Высоцкий С.И., Ковалев С.С. Петрогеохимия магматических комплексов западного склона Южного Урала и востока Восточно-Европейской платформы	117
Рахимов И.Р. Состав и строение Бахтигареевского лакколита файзуллинского габброидного комплекса, Западно-Магнитогорская зона, Южный Урал	138
Мичурин С.В., Шарипова А.А. Изотопно-геохимические особенности рудопроявления золота Богряшка (Южный Урал)	144
Беликова Г.И. Лантаноиды как природная ассоциация литофильных элементов.....	160

IV. ГЕОЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, МЕТАЛЛОГЕНИЯ	174
Серавкин И.Б., Косарев А.М., Родичева З.И. Кутуевское меднопорфировое рудопроявление на Южном Урале	174
Косарев А.М., Шафигуллина Г.Т. Сукраковский вулканический подкомплекс и Восточно-Подольское колчеданное барит-полиметаллическое месторождение (Южный Урал).....	178
Савельев Д.Е., Блинов И.А., Бажин Е.А. Состав и морфология самородного золота из аллювиальных отложений Новоусмановской площади (Южный Урал)	188
Савельев Д.Е., Илалтдинов И.Я., Бажин Е.А., Блинов И.А. Самородное золото из аллювиальных отложений и коренных пород западной части массива Средний Крак.....	195
Сначёв В.И. Металлогения северной части Восточно-Уральского поднятия (Южный Урал).....	201
V. ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ГЕОЭКОЛОГИЯ, КАРСТОВЕДЕНИЕ	206
Попов В.Г., Абдрахманов Р.Ф. Геохимические и генетические особенности содовых вод Урала и Предуралья	206
Абдрахманов Р.Ф., Ахметов Р.М. Особенности геохимии редких элементов в природных и техногенных образованиях Южного Урала	215
Смирнов А.И. Карст и современная его активность на Уфимском карстовом косогоре	223
В ПАМЯТЬ О ТОВАРИЦЕ	230
Артюшкова О.В., Зайнуллин Р.И., Мавринская Т.М., Тагариева Р.Ч., Фазлиахметов А.М., Якупов Р.Р. Маслов Виктор Алексеевич.....	230
Алфавитный указатель авторов	233

Научное электронное издание

Геологический сборник № 12

**Института геологии
Уфимского научного центра РАН**

Информационные материалы

*Рекомендовано к изданию Ученым Советом
Института геологии Уфимского научного центра РАН*

Оригинал-макет: А.П. Черников

Подписано в печать 12.11.2015.
Формат 60×84¹/₈. Гарнитура «Ньютон».
Усл. печ. л. 27,53.

Институт геологии Уфимского научного центра Российской академии наук
450077 г. Уфа, ул. К. Маркса, 16/2.
Тел.: (347) 272-82-56. Эл. почта: ig@ufaras.ru

